UNIVERSITÉ DE PARIS — FACULTÉ DES LETTRES ET DES SCIENCES HUMAINES

LES RÉGIONS COTIÈRES DE LA GALICE (ESPAGNE)

Étude géomorphologique

Thèse pour le doctorat ès-lettres
présentée devant la Faculté des Lettres
et Sciences Humaines de Paris

par

HENRI NONN
Agrégé de l'Université

en 1966

PUBLICATIONS DE LA FACULTÉ DES LETTRES DE STRASBOURG
1966

LES RÉGIONS COTIÈRES DE LA GALICE (ESPAGNE)

Étude géomorphologique

UNIVERSITÉ DE PARIS — FACULTÉ DES LETTRES ET DES SCIENCES HUMAINES

LES RÉGIONS COTIÈRES DE LA GALICE (ESPAGNE)

Étude géomorphologique

Thèse pour le doctorat ès-lettres
présentée devant la Faculté des Lettres
et Sciences Humaines de Paris

par

HENRI NONN
Agrégé de l'Université

en 1966

PUBLICATIONS DE LA FACULTÉ DES LETTRES DE STRASBOURG
1966

LES RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

figurant dans les notes et dans le texte sont précédées d'un numéro imprimé en gras et placé entre parenthèses; ce numéro correspond au numéro de l'ouvrage indiqué dans la bibliographie.

UNIVERSITEITSBIBLIOTHEEK - LEIDEN

AVANT-PROPOS

Lorsqu'en 1957, pour la première fois, nous avons parcouru la terre de Galice, dans l'espoir de trouver la matière d'une thèse, nous étions partagé entre l'envie de consacrer notre temps à l'étude de cette attachante région, et celle, moins louable, d'en abandonner la prospection à d'autres plus entreprenants.

Analyser la morphologie de ce pays nous plaisait d'autant plus que nous y retrouvions une « Bretagne » assez voisine de celle que nous avions connue lors de nos premiers travaux de terrain. Notre goût des choses de la mer allait être satisfait à l'examen des 980 kilomètres de côtes qu'offre la Galice ! Les paysages granitiques ou schisteux, les landes ... et leurs ajoncs ! ... entretenaient en nous l'impression que nous ne serions pas ici trop dépaysé. Et ces rias « éponymes », n'allait-ce pas être l'occasion d'en examiner la genèse, d'en discerner les types ?

Mais bientôt le territoire à étudier se révélait immense, et la maille des routes n'en facilitait guère alors le parcours. (Leur état s'est amélioré depuis progressivement). La documentation cartographique était encore d'acquisition aléatoire, et de qualité irrégulière. Encore ne s'agissait-il que de cartes topographiques, car la couverture géologique d'échelle convenable faisait presque totalement défaut. Quant aux photographies aériennes, si onéreuses que nous avons dû renoncer à les acquérir, il nous fallut les consulter sur place, en prenant sur notre temps de prospection de terrain, car même si nous les avions achetées, elles ne pouvaient sortir d'Espagne. Le tour de la bibliographie était lui aussi vite fait; la documentation se limitait à quelques articles, de grande valeur heureusement. Fallait-il renoncer ?

Si nous avons pu poursuivre notre entreprise, c'est que nous avons trouvé en France et en Espagne des soutiens multiples, et bénéficié de l'amélioration progressive de conditions de travail. Très certainement aussi intervinrent les joies de la découverte, le désir d'apporter des éléments nouveaux à des questions encore fort débattues, telles que l'érosion différentielle en roches cristallines, les paléoclimats du Quaternaire, voire du Tertiaire, les rapports entre l'érosion et la tectonique, entre l'eustatisme et les mouvements du sol, la nature et l'âge de rasas littorales : problèmes rencontrés en Galice à chaque pas.

Nous voudrions donc tout d'abord exprimer notre reconnaissance à tous ceux qui nous ont encouragé. A Monsieur le Professeur A. Guilcher, notre maître, vont nos premiers remerciements. Il nous a guidé dans le choix du sujet, l'orientation à lui donner lorsque surgirent les difficultés. Son accueil toujours aimable, l'intérêt qu'il a toujours manifesté à nos recherches, la longue visite qu'il nous fit sur le terrain en 1962 nous ont été plus que précieux. Les discussions devant les paysages ou les coupes, les entretiens et les conseils qu'il nous prodigua nous furent particulièrement enrichissants. Monsieur le Professeur P. Birot, lui aussi, s'est intéressé dès les premières heures à notre travail sur un pays qu'il connaît bien. Sa belle publication, en collaboration avec L. Solé Sabaris était la base irremplaçable de nos investigations... Les multiples entretiens qu'il voulut bien nous accorder en furent le prolongement. Chaque retour de « campagne » était l'occasion d'une mise au point, d'une discussion des méthodes. Nous avons été également encouragé et aidé par son Laboratoire, dans nos recherches concernant la fissuration des quartz et la porosité des roches cristallines. Aussi notre dette envers lui est considérable. A Monsieur le Professeur J. Dresch, Directeur de

l'Institut de Géographie de Paris qui a bien voulu nous recevoir à plusieurs reprises et suivre la progression de nos travaux, nous exprimons aussi toute notre gratitude.

Nous devons encore à Monsieur le Professeur P. Birot d'avoir pu nouer la plus féconde de nos relations espagnoles. Nous ne saurions dire en effet combien est grande notre gratitude envers D. Isidro Parga Pondal. Il nous a constamment guidé et soutenu, renseigné et instruit; au cours de fréquentes rencontres, nous avons bénéficié du progrès de ses recherches sur la pétrographie des roches de Galice, sous la forme d'esquisses cartographiques, de détermination d'échantillons, de commentaires et d'explications. Son ardeur, toute entière consacrée à l'étude de sa province, sa magistrale connaissance de cette terre, firent notre admiration. Et sa chaude hospitalité rendait toujours nos séjours à Lage trop brefs à notre goût. Le Professeur I. Parga Pondal nous fit en outre bénéficier des relations qu'il conservait avec plusieurs de ses anciens élèves. Nous avons pu ainsi connaître et nous lier d'amitié avec D. Eugenio Torre Ensico, D. Fernandez Aperribay, D. Antonio Fernandez del Riego, Grâce aux premiers put se développer notre connaissance des rias centrales et du climat galicien. Avec Don Antonio, nous avons entrepris plusieurs courses communes, à la recherche de plages anciennes ou de terrasses dans les rias bajas et la vallée du Miño. Nous leur exprimons nos vifs remerciements pour leur accueil cordial et leur précieuse collaboration.

Très vite, la progression de nos recherches devint affaire de méthodes. Plusieurs conclusions devaient être contrôlées par l'exécution d'analyses sédimentologiques : granulométrie, morphoscopie, morphométrie des sables et des galets, détermination de la nature des argiles. D'autres dépendaient d'analyses polliniques... et notre compétence en ces domaines était nulle ou limitée.

Nous avons eu la grande chance, dès octobre 1957, d'être « intégré » à l'équipe de l'Institut de Géographie de l'Université de Strasbourg. M. le Professeur J. Tricart nous fit alors bénéficier de toute son expérience; il nous initia aux méthodes qu'il créa. Il nous fit l'amitié d'une visite sur le terrain en 1958, et celle de suivre pas à pas nos travaux, dans des conversations qu'il voulut toujours familières. Il en fut de même avec M. le Professeur R. Raynal; son trop court séjour en Galice en 1962, et les discussions qui en furent le prolongement nous ouvrirent bien des horizons. Dire ici ce que nous devons aux Professeurs de l'Institut de Géographie de Strasbourg nous donne une occasion de témoigner de notre reconnaissance envers eux.

C'est avec joie aussi que nous voulons souligner quel appui nous avons rencontré auprès des spécialistes de la géologie et de la palynologie. L'aide que nous apporta M. H. de la Roche et son équipe du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy se concrétisa par les nombreuses analyses d'échantillons de roches qu'ils ont bien voulu effectuer pour nous. De même, sans l'accueil toujours empreint de sympathie et les avis compétents de MM. le Doyen G. Millot et J. Lucas, et sans les multiples analyses qu'accepta de faire pour nous leur Laboratoire des Argiles à Strasbourg, jamais les argiles n'auraient pu devenir d'aussi précieux auxiliaires de notre argumentation. Le soutien cordial de ces géologues de grande expérience, le profit que nous avons pu tirer de leurs moyens techniques, font de nous leur débiteur à plus d'un titre. Nous devons à la palynologie d'avoir fait sortir de l'anonymat plusieurs dépôts corrélatifs de l'évolution géomorphologique. Nous pouvons dire que c'est sur le résultat des analyses polliniques que se fondent les traits majeurs de notre reconstitution paléogéographique. Aussi notre gratitude est-elle des plus vives envers ceux qui ont accepté de consacrer beaucoup de leur temps à ces travaux. Nos remerciements vont à Madame M. Van Campo qui accepta d'étudier nos échantillons rapportés au Quaternaire, de nous en commenter les résultats avec une bonne grâce inlassable. Nous avons pris auprès d'elle de fructueuses leçons de méthode, de prudence et de probité scientifique que nous ne sommes pas près d'oublier. Le concours de M. A. Pons et M. J. Médus, qui s'attachèrent à nos sédiments ligniteux tertiaires a été également fondamental pour nous. La thèse de troisième cycle que J. Médus a consacrée à nos échantillons galiciens est un des piliers de notre travail. L'abondant échange de correspondance qui accompagna la progression de leurs recherches prouve quel souci ces spécialistes ont toujours eu d'être informés du

contexte géomorphologique. Une telle collaboration nous a tout particulièrement enrichi, et leur sympathie spontanément offerte fut un de nos plus grands réconforts. Nos remerciements s'adressent aussi à M^me^ Delibrias (Saclay) qui, en acceptant de procéder à la datation d'échantillons par le Carbone 14, a donné valeur de référence à quelques-unes de ces analyses polliniques.

Nous gardons également bien vivant le souvenir des relations nouées avec MM. les Professeurs C. Teixeira et N. Llopis Llado, dont les travaux au Portugal ou aux Asturies apportaient d'utiles comparaisons avec la Galice; avec MM. les Professeurs A. J. Pannekoek et E. Den Tex (Leiden), intéressés eux aussi à la géologie de cette province. Nos voyages et nos études de sédimentologie nous ont fait gagner l'amitié du Docteur I. Asensio Amor (Madrid). Née de notre quête commune d'une solution au problème posé par la rasa cantabrique, et d'une même formation aux méthodes de M. J. Tricart, elle s'est concrétisée par une collaboration scientifique étroite. Aux ingénieurs des travaux publics, des ports et des routes qui ont ouvert pour nous leurs dossiers, et parfois nous ont communiqué des renseignements confidentiels, aux chefs de chantier ou aux « peones » des mines, carrières et puits d'argile que nous avons interrogés, nous exprimons aussi notre gratitude. Tout particulièrement nous remercions M. Portela, géologue de la « mina » de Puentes de Garcia Rodriguez, de tout ce qu'il fit pour nous. C'est grâce à lui que notre étude de ce gisement a pu être menée aussi loin.

Je n'aurais garde d'oublier tous ceux, épouse, parents, ou amis, qui acceptèrent d'être mes compagnons sur le terrain, qui me secondèrent dans les travaux de laboratoire de cartographie, de dactylographie : A Mr A. Maurer, qui m'aida à réaliser l'illustration de ce travail, vont aussi mes vifs remerciements.

Ce travail de longue haleine n'a pu voir le jour que grâce au soutien financier du Centre National de la recherche Scientifique et du Consejo Superior de Investigaciones Cientificas, accordé dans le cadre d'échanges de bourses ou de frais de mission. Grâce aussi à l'appui moral de la « Comision Nacional de Geologia » espagnole. Que ces divers organismes soient ici publiquement remerciés.

Enfin, la chaude sympathie, la serviabilité spontanée des habitants de Galice, carriers, agriculteurs ou marins, rencontrés au hasard de nos cheminements, ne pouvait que renforcer notre désir d'écrire l'histoire morphologique de leur terre.

INTRODUCTION

Cet ouvrage a pour objet l'étude morphologique d'un secteur côtier et de son environnement. Les limites choisies coïncident avec un cadre administratif tant au Sud qu'à l'Est, et l'on pourrait nous le reprocher. Disons tout de suite que la prospection du terrain a débordé sur le Portugal et les Asturies, car bien sûr, les données du paysage naturel ne se modifient que graduellement. Toutefois, la description de quelque 980 kilomètres de côtes, de 15 000 km² environ, représente déjà une lourde tâche. En outre, déborder vers les Asturies nous entraînait à entreprendre l'examen détaillé de formes qui se poursuivent dans les parties orientales de cette province (cf. la « rasa » cantabrique). Englober l'étude morphologique du pays minhote aurait prolongé notre prospection sans apporter davantage d'éléments d'interprétation décisifs, ou de variété dans les paysages comme dans les formes. Il eût fallu aller jusqu'aux bordures du massif ancien... et dans ce cas la côte aurait été sacrifiée.

Nous avons donc choisi de n'envisager que les régions côtières — au sens large — de la province de Galice. La limite méridionale est constituée par la vallée du rio Miño; celle de l'Est par le cours du rio Eo. Ce cadre nous permet d'aborder l'étude des rasas littorales qui sont les principales originalités des territoires voisins, tout en mettant l'accent sur l'homogénéité d'un secteur où les masses cristallines plongent directement dans la mer.

A l'origine, nous voulions orienter nos recherches sur le domaine plus spécifiquement littoral, voire prélittoral. L'insuffisance de moyens d'investigations côtières (1) ne nous ont pas permis de poursuivre dans cette voie. Nous avons alors décidé de reporter nos efforts sur l'étude morphologique de l'arrière-pays, d'autant plus volontiers que bien des traits fondamentaux ne s'éclairaient que par la prise en considération d'une bande de terres parfois large de 40 à 60 km. Notre limite intérieure est tout naturellement donnée par la zone où naissent les unités de relief qui s'étendent jusqu'à la côte. C'est aussi, souvent, celle où les influences climatiques atlantiques se dégradent, car là se placent les premiers hauts reliefs du « bourrelet » galicien.

Les analyses de vieilles surfaces cristallines et de leurs littoraux ne manquent pas en Europe. La Galice n'est pas la seule à trouver en position de « Finistère ». Mais il en est peu qui soient situées dans les mêmes conditions actuelles de climat, à la fois tempéré chaud et humide, et aussi à l'écart de l'histoire paléogéographique générale qu'ont connue les massifs anciens européens. Du point de vue climatique ou paléoclimatique, il s'agit plutôt d'une *région « subtropicale humide »* et les comparaisons paraissent devoir être orientées plus vers des territoires tels que les Appalaches de Virginie, l'Uruguay, ou la Corée (2) que vers le Massif Central, la Bretagne, ou les massifs allemands. Quant à la tectonique, on est en droit de se demander quelle part revient aux soulèvements des chaînes pyrénéo-alpines, et quelle est celle qui relève des vicissitudes du bassin océanique atlantique. Les aspects des côtes résultent sans aucun doute de l'interférence de cette double tectonique avec les données climatiques anciennes et les effets de l'eustatisme.

(1) Il n'existe en Galice qu'un seul Institut Océanographique (Vigo). Encore ne dispose-t-il d'aucune embarcation. Les moyens techniques qui constituent son équipement se réduisent aux instruments nécessaires à la connaissance de la physique statique et de la chimie des eaux.

(2) Une telle comparaison a déjà été esquissée par H. Lautensach (267) il y a quinze ans.

La seconde originalité de la Galice nous est apparue au travers des sédiments corrélatifs de l'évolution géomorphologique. La quasi-permanence de conditions plus propices à l'altération chimique qu'aux processus mécaniques singularise le modelé de notre région. Les plateaux d'érosion dans les massifs anciens sont très répandus; qui aient été aussi intensément fracturés également. Mais Galice et pays minhote ne sont pas des « pays coupés ». Les pentes raides sont rares, tandis que se multiplient les alvéoles et les amples dépressions, les couloirs évasés et les golfes d'érosion rassemblés en « valles » ou « cuencas » (1). On constate de même que les effets du Quaternaire ne sont pas tout à fait comparables à ceux qui furent décrits en Europe occidentale (2) ou dans les régions méditerranéennes ou montagnardes les plus proches : Asturies ou confins léonais (3). Moins froid que dans les régions plus nordiques ou plus hautes, le périglaciaire y apparaît « tamponné » par l'humidité atlantique.

Ces traits originaux s'atténuent ou disparaissent en Galice orientale, dès que l'on a franchi la première ligne de « montagnes » ou de « Sierras » culminant vers 900-1 000 m. Des incursions que nous avons faites dans les pays de Lugo, Sarria, Monforte ou Orense ont renforcé à nos yeux la valeur de limite naturelle de tels reliefs. Nos recherches s'arrêteront donc sur la ligne jalonnée du NE au SW par les Monts de Néda, Togiza, de Gistral, de la Loba, de Serpe, del Careon, del Farelo, del Faro, del Suido et de Avion.

Il va sans dire que ce travail n'offre rien de définitif. Notre connaissance de la géologie galicienne reste sommaire et les cartes récentes à grande ou petite échelle sont encore des esquisses. Des imprécisions d'un autre ordre proviennent de la position même de la Galice. Il est en effet hasardeux de tenter des corrélations à partir du faciès des dépôts corrélatifs, avec ceux d'Europe occidentale ou des régions méditerranéennes de même latitude. Les points de comparaison comme les références précises font trop souvent défaut. Les lignites galiciens peuvent-ils être datés à partir de ceux de la Ruhr ? Les tourbes quaternaires peuvent-elles être comparées à celles de l'Espagne intérieure ? Peut-être le morphologue y est-il venu trop tôt ? Il sera aisé de lui reprocher de n'avoir pas assez examiné la tectonique de détail, les sols ou paléosols, ou de paraître se contenter trop souvent d'hypothèses. Nous souhaitons bien sincèrement qu'elles puissent être mises un jour à l'épreuve. Notre plus belle récompense serait que cet ouvrage encourage des chercheurs à le faire, et notre plus grande joie que se vérifient alors plusieurs d'entre elles.

La rareté des travaux, géographiques ou autres, que nous déplorions, se justifie par les difficultés qui nous rebutèrent au début de nos recherches. Ce sont elles qui ont commandé nos méthodes de travail. Sur ce plan, nous n'innovons pas. Tout au plus, nous souhaitons pouvoir montrer tout l'intérêt de mettre en œuvre, conjointement, parfois de façon complémentaire, des techniques éprouvées et mises au point dans d'autres branches des sciences de la Terre. En l'absence de fossiles de valeur stratigraphique sûre, de couverture discordante utilisable pour la reconstitution de l'histoire géomorphologique, l'emploi des méthodes sédimentologiques et palynologiques y ont une place toute spéciale. D'ailleurs elles sont indispensables dans tout essai d'explication de la morphogénèse. D'autre part, pour éclairer le modelé d'érosion différentielle si difficile à justifier en roches cristallines, nous avons cherché des précisions par l'intermédiaire des analyses pétrographiques, chimiques, de porosité et de fissuration. Au total, l'essentiel des résultats acquis est le fruit d'une collaboration entre le géomorphologue et d'autres spécialistes des sciences naturelles. Si notre étude convainct le lecteur, nous aurons prouvé — après d'autres — l'intérêt du travail d'équipe.

(1) « Valle » s'applique, en théorie, à la désignation des vallées, et « cuencas » à celle des bassins hydrographiques. Dans le langage courant en Galice ces termes désignent, le premier des auges où la vallée proprement dite n'occupe qu'une petite partie de la forme en creux; le second des cuvettes ou alvéoles plus ou moins bien verrouillés.

(2) Cf. A. Guilcher (186), J. Beaujeu-Garnier (29) entre autres.

(3) V. L. E. Hamelin (202), N. Llopis Llado (280, 282, 285), J. M. Mabesoone (300), J. A. Martinez Alvarez (314).

Nous avons à présenter une région étrangère peu connue en dehors de quelques itinéraires touristiques conduisant de la Corogne à St Jacques de Compostelle, Vigo, ou au Portugal. De ce fait, nous pensons qu'il est nécessaire, dans un pays compartimenté où l'homogénéité est plus apparente que réelle, de définir les principales unités naturelles. Trois parties y seront consacrées, après une présentation des traits généraux de la structure et des conditions de l'érosion actuelle (climat, eaux courantes, océan). Les côtes et leur voisinage feront l'objet de trois autres parties, l'une axée surtout sur les rias et les littoraux qui les unissent, les deux suivantes laissant davantage de place aux formes continentales avoisinantes. Les conclusions acquises au long de ces développements, regroupées dans la dernière partie, pourront être alors discutées et replacées dans le cadre de l'évolution géomorphologique d'ensemble de la Galice occidentale. Ce domaine sera comparé aux régions voisines ou parentes, et les apports de la Galice à la compréhension de certaines questions générales y seront discutés. Notre vœu est que ce travail puisse ainsi dépasser l'intérêt de la monographie régionale.

PREMIÈRE PARTIE

LES CONDITIONS GÉNÉRALES

CHAPITRE PREMIER

LES DONNÉES STRUCTURALES

V. cartes fig. 11, 28, 39, 47, 52, 59 et 68

La Galice est à l'heure actuelle une région où la cartographie géologique est déficiente, et où la connaissance des données structurales, longtemps discutée, n'est pas encore établie de façon ferme. Il n'existait en 1963, que quinze cartes géologiques au 1/50 000 — dont huit sont pourvues de notices explicatives — alors que la province est couverte par 74 feuilles topographiques à cette échelle. (En 1953, trois cartes géologiques étaient parues au 1/50 000). Encore bénéficie-t-elle d'une chance exceptionnelle : elle est la terre natale du Docteur I. Parga Pondal (1), ancien Professeur de Géochimie à l'Université de Santiago, et l'un des plus actifs pétrographes espagnols. Ce savant s'est donné pour tâche de faire progresser dans les meilleurs délais de publication des cartes géologiques de sa province, et sa collaboration à l'équipe de l'Institut Geologico y Minero de España est pour beaucoup dans la publication de onze des quinze cartes parues : ces onze feuilles ont d'ailleurs été publiées depuis 1953.

Mais grâce à de nombreuses courses sur le terrain, il lui est possible de replacer ces levés précis dans une vue plus générale du cadre structural galicien. Parallèlement à la cartographie de détail, il s'attache à dresser des esquisses valables pour tout ou partie de la Galice. Son honnêteté scientifique l'amène à les retoucher sans cesse; aussi trois seulement ont fait l'objet de publications, celles de 1963 et 1964 modifiant celle de 1956 (2). En outre, I. Parga Pondal a suscité de nombreuses recherches effectuées par des Professeurs ou des étudiants étrangers (Universités de Leyden, de Leeds, de Montpellier, de Zurich). Les résultats en sont centralisés dans son laboratoire de Lage, où ils sont discutés, replacés dans la synthèse générale, dont les cartes au 1/400 000 ou 1/200 000 sont la traduction.

Bien des progrès ont de ce fait été réalisés récemment grâce aux investigations conjointes de l'Instituto Geologico y Minero dirigés en Galice par Don Juan Manuel Lopez de Azcona (3) et aux recherches de Don Isidro Parga Pondal ou des chercheurs étrangers, depuis les publications déjà fort remarquables de Schultz, Ch. Barrois, Hernandez-Sempelayo, Carrington da Costa, de Sitter, W. Carlé, en particulier (4). La littérature géologique, ancienne et récente, fournit donc soit de précieuses études détaillées, soit des vues générales, qui elles, ne sont pas définitives. Les bases de notre étude sont en conséquence inégales selon les secteurs et nous avons dû parfois revoir et préciser certains contours. L'essentiel nous a été fourni par I. Parga Pondal auquel nous devons la plus grande part de notre documentation sur ce chapitre. Qu'il

(1) Don Isidro Parga Pondal est Directeur de l'Empresa « Kaolines de Lage » (Corogne), Collaborateur de l'Instituto Geologico y Minero de España et Membre de la Real Academia de Galicia.

(2) I. Parga Pondal (**383, 383 bis** et **379**).

(3) Chef de la première région géologique de l'Espagne, Secrétaire de la « Comision Nacional de Geologia » d'Espagne. On doit ajouter à la rédaction des Notices explicatives des cartes géologiques au 1/50 000 qu'il a dirigées, deux publications sur des secteurs proches de Noya, contenant des levés à cette même échelle (**290, 109**).

(4) Schultz (**457, 458**), de Sitter (**465**), Ch. Barrois (**25**), Hernandez-Sempelayo (**220** à **229**), Carrington da Costa (**92-93**), W. Carlé (**84** à **89**). Les travaux considérables de Ch. Barrois sont parmi les plus importants de ceux qui concernent la Galice orientale. Schultz a de son côté été le pionnier de la géologie des régions occidentales. Les autres auteurs ont complété et précisé les résultats obtenus par ces deux précurseurs.

nous pardonne d'avoir parfois retouché les esquisses qu'il a eu l'extrême amabilité de nous communiquer. Sans lui, il le sait bien, nous n'aurions pu que tâtonner, et faire un travail extrêmement partiel et dispersé.

Dans le présent chapître, nous nous bornerons à présenter la carte des principaux types de roches rencontrées sur notre terrain. Nous y insisterons sur les éléments permettant de souligner les nuances qui introduisent des phénomènes d'érosion différentielle. Puis nous tenterons d'indiquer comment s'est effectuée leur mise en place, et quel est l'héritage de l'architecture ancienne sur le plan de la tectonique, réservant les modalités de l'altération comme les conséquences de celle-ci dans le paysage pour l'étude morphologique régionale.

I. — LES ROCHES

A la lecture d'une carte géologique peu détaillée, la Galice paraît avoir des caractères d'ensemble indiscutables. Les roches granitiques, granitisées, et métamorphiques, sont les seules à affleurer ou presque. Parmi les roches mésocrates ou mélanocrates, des « roches vertes », des intrusions basiques anciennes, participent du même massif ancien. Seuls de trop rares sédiments détritiques sont parfois signalés, presque toujours « anonymes » parce qu'azoïques. Ils ne comblent pas la lacune énorme qui couvre la totalité du Secondaire et une bonne partie du Tertiaire, et qui par conséquent rend hypothétique toute reconstitution de l'histoire géomorphologique jusqu'au Néogène.

Pourtant, dans le vaste ensemble cristallin du socle, la variété pétrographique est considérable : cela n'est pas sans poser des problèmes pour la présentation des aspects rencontrés, ou pour celle de leur localisation. Un fil conducteur peut toutefois être suivi, qui est à la fois l'âge et le degré de métamorphisme des terrains. Ainsi se dégagera l'organisation de la charpente de ce massif ancien, comme la gamme de résistance de ses constituants vis-à-vis de l'érosion.

A) Les roches anciennes de Galice occidentale

1. *Les ectinites du Nord et du Nord-Ouest.*

Jusqu'en 1954, ces roches n'avaient guère été étudiées. I. Parga Pondal d'abord, puis de façon détaillée E. Den Tex et ses collaborateurs, y ont consacré récemment plusieurs travaux. Le premier esquissa leur cartographie et en donne une première analyse (1). Les seconds procédèrent à des levés détaillés au 1/25 000 dont le résultat fut publié en 1962-63 (2). Depuis lors, d'autres documents sont parus, dus à I. Parga. Et la carte qu'il donne au 1/200 000 pour la province de la Corogne, replace ces roches dans un contexte lui-même précisé (3).

(1) I. Parga Pondal (**379**).
(2) E. Den Tex (**130-131**).
(3) I. Parga Pondal (**383**) et (**383 bis**) ; v. également I. Parga *et Al.* (**384 bis**).

● *Roches basiques et amphibolites.*

a) Entre les rias de Cedeira et de Ortigueira, s'étendent des *roches vertes* d'un grand intérêt pétrographique, mais aussi morphologique. La zone de métamorphisme progressif (« zone cata ») comporte d'assez vastes affleurements de serpentinites à chromite et spinelles ou à bastite; d'autres font apparaître des *pyroxénites,* des *éclogites,* et des séries de *charnockites.* Ces roches sont dures, massives, à grain fin, microscopique. Les premières se disposent en bancs, avec des pendages variables mais conformes aux ondulations qui affectent les charnockites sur lesquelles elles reposent. Comme il se trouve que le plongement n'est jamais très fort, elles peuvent prendre des dispositions plus ou moins tabulaires. Au contraire, les éclogites ont un pendage très marqué; or, ce sont des roches épaisses de quelques centaines de mètres (jusqu'à 500 m). Aussi sont-elles très apparentes dans le relief d'autant plus qu'elles sont « massives, très tenaces » (1), finement grenues et que le pendage très fort en réduit la tranche altérable. La massivité n'est plus une caractéristique des charnockites; la tectonique leur a donné une disposition générale en plis amples, devenant dans le détail fréquemment disharmoniques (2), et que révèle aisément une foliation très nette. Toutefois, leur dureté reste considérable. Malgré la diversité de la composition pétrographique, ce vaste ensemble de roches a en commun d'une part la richesse en amphibole et en grenat, et d'autre part une résistance très notable à l'érosion.

b) Un complexe de roches, constitué d'*amphibolites,* de gneiss amphibolitiques, de schistes verts et d'amphibolites à épidote, représente les zones « meso » et « epi » de cette série d'ectinites. On les rencontre en étroite association. Elles se présentent avec une foliation ou un litage qui révèle un pendage fort, le plus souvent isoclinal (60° vers l'ESE). La texture massive habituelle des amphibolites est ici loin d'être nette et la foliation peut aller jusqu'à la schistosité franche, ce qui n'est pas sans conséquences géomorphologiques. Toutes ces roches vertes ferromagnésiennes comptent encore fréquemment des grenats dans leur composition.

c) Nous trouvons dans une même position parmi les ectinites un groupe de roches qui mérite d'être isolé des précédentes par suite de leur comportement à l'érosion. Il s'agit de *gneiss* où le grenat et l'amphibole sont encore présents, mais où les plagioclases et les micas deviennent fort abondants. Ils forment deux bandes distinctes, l'une à l'Ouest des charnockites, l'autre à l'Est. La première est limitée à l'Ouest et au Sud par les amphibolites des presqu'îles que terminent les Puntas Candelaria et Carreiro; la seconde est séparée des charnockites par un ruban de gneiss mylonitisés et très plissés. L'affleurement de ces gneiss s'accompagne d'une altération marquée, en débris limono-argileux, tandis que les amphibolites voisines donnent davantage de débris grossiers, et que les roches du groupe « cata » fournissent des blocs ou paraissent plus sensibles à la dissolution (champ de lapiés).

● *Les schistes micacés (verts ou noirs).*

Ces micaschistes supérieurs constituent des affleurements importants à l'Est de la ria de Ortigueira. Schultz considérait que la roche la plus ancienne de Galice apparaissait dans une grande bande de schistes noirâtres, allant de la côte, entre les rias d'Ortigueira et del Barquero, jusqu'au Sud de Baamonde (3). En l'absence de fossiles, et devant l'existence de passées noirâtres peu métamorphisées, de bancs de grès intercalés (NNE-SSW) peu déformés, I. Parga Pondal inclinait aussi à y voir une formation précambrienne, concordante avec une roche conglomératique probablement algonkienne dont il sera question plus loin (Ollo de Sapo). La

(1) J. Jung (246), p. 193.
(2) Les lits ont entre 2-3 cm et quelques dizaines de centimètres d'épaisseur. Des veinules de quartz montrent les orientations préférentielles : Den Tex (130), p. 78.
(3) I. Parga Pondal (381), p. 11-13.

stratigraphie vient d'en être précisée, ce qui conduit I. Parga à réviser son premier point de vue (1). Il s'agit en fait d'une large série de flyschs et schistes lustrés, contenant des intercalations d'ampélites (visibles notamment à la plage d'El Picon). Le trait que retiendra le géomorphologue est le moindre degré de métamorphisme qui rend ces schistes moins résistants que d'autres. Et nous plaçons en relations avec ceci la prédominance du modelé d'érosion dans ce vaste secteur de notre champ d'études.

Certes, il existe une certaine diversité dans les aspects pétrographiques; tantôt affleurent des schistes ardoisiers, plus ou moins lardés de quartz en veinules ou en filons, tantôt ce sont des schistes fins en bancs plus compacts. Mais l'induration par une armature intime et abondante de quartz et de quartzite, le ploiement des couches qui entraîne des pendages supérieurs à 45°, permettent la conservation de pentes fortes ou de niveaux d'érosion le cas échéant. En même temps peuvent se manifester dans le détail des effets d'érosion différentielle. Un trajet entre Sta Marta de Ortigueira et Puentes de Garcia-Rodriguez montre assez bien la combinaison de ces quelques traits.

● *Les schistes de Bergondo et d'Ordenès.*

Une bande de migmatites, allongée grossièrement NNW-SSE, et flanquée de granites intrusifs entre le fond de la ria du Ferrol et la Sierra Coba de Serpe sépare les schistes sériciteux décrits ci-dessus d'un vaste affleurement d'autres schistes qu'il semble possible de considérer comme des embréchites.

L'extension des schistes dits de Bergondo ou d'Ordenès est considérable puisqu'on les rencontre, à partir du littoral à la playa de Frouxeira-Valdoviño, en une zone qui s'élargit vers les rias du Ferrol, d'Arès et de Betanzos ouvertes dans ces terrains, jusqu'au rio Ulla. Le maximum d'ampleur est atteint à hauteur du rio Tambre (50 km d'Ouest en Est) après que les contours aient dessiné plusieurs étranglements et élargissements, d'abord réduits puis de plus en plus marqués vers le Sud. Sans doute, là encore, ne s'agit-il pas d'une roche uniforme. Entre le Nord et le Sud, on peut établir une différenciation d'ordre pétrographique (2). Mais dans les deux cas, la texture est fine, granolépidoblastique car les biotites ne forment pas de véritables lits. Sur ces bordures, les faciès deviennent variables, proches des gneiss entre Ordenès et Santiago, ou des amphibolites vers la limite méridionale, de part et d'autre de Cruces (3). En outre, comme les plis qui affectent ces schistes sont très marqués, E. Den Tex leur attribue provisoirement un âge identique à celui de notre groupe 1, c'est-à-dire précambrien possible, tout en considérant qu'ils ont dû séjourner à un plus haut degré de l'orogène (4).

● *L'Ollo de Sapo.*

Sous ce nom d'origine locale, I. Parga désigne une bande de terrains de « faciès porphyroïde, souvent stratifiés, et composés de roches détritiques de type arkosique avec quelques intercalations de schistes et de quartzite, et de vulcanites acides » (5). S'y observent de grands feldspaths glandulaires, et des grains de quartz aplatis — Ollo de Sapo signifie d'ailleurs « œil de crapaud ». Ces cristaux en attestent l'origine clastique sédimentaire, comme ils témoignent d'une soumission postérieure à d'intenses pressions tangentielles. Cette formation a été reconnue

(1) I. Parga *et Al.* (**384 bis**), p. 140-141, coupe 2; il s'agit de roches cambro-siluriennes (siluriennes pour la plus grande part).

(2) Les schistes de Bergondo sont plus hétérogranulaires, moins argileux et plus riches en quartz que ceux d'Ordenès, où la biotite est accompagnée de zoïzite (Cf. analyses du C.R.P.G. de Nancy). Les proportions d'argiles libérées par ces deux roches sont différentes : illite 50 %, chlorite 50 % pour les schistes d'Ordenès, illite 80 %, chlorite 20 % pour les schistes de Bergondo.

(3) Navarro (**344**), cartes et texte p. 100.

(4) E. Den Tex (**130**), p. 86-87.

(5) R. Capdevila *et Al.* (**83 bis**), p. 249. Cf. aussi I. Parga (**381**), p. 13-16.

sur 300 km de long, avec un caractère toujours au moins épimétamorphique. I. Parga Pondal en a signalé l'affleurement à partir de l'île Coelleira (au NE de la ria del Barquero) vers Puentes de Garcia-Rodriguez en passant par la Sierra Faladora; puis elle fut suivie par plusieurs chercheurs jusqu'à la province de Zamora (où elle disparaît sous le Tertiaire de la Meseta) dans la Sierra de la Loba, le bassin du rio Fray-Bermuz, et la Galice orientale, à Chantada et Monforte de Lemos (1).

L'Ollo de Sapo peut rendre deux aspects distincts. Un type fin, assez voisin des micaschistes feldspathiques (2), s'altère relativement vite en donnant des limons. Le type « grossier », à phénocristaux de feldspaths et gros grains de quartz, est beaucoup plus résistant. Mais les deux faciès se trouvent étroitement imbriqués, et leurs variations se font à courte distance. Cette formation constitue une bande anticlinale étroite, en comparaison des assises qui la surmontent stratigraphiquement sans discordance angulaire visible en Galice orientale (schistes flyschoïdes, quartzites massifs, schistes bleutés et série complexe du Gothlandien) et rapportées au Cambrien supérieur. On reviendra plus loin sur sa signification tectonique. Disons seulement ici qu'il s'agit d'une zone-limite géologique importante, qui, du fait de la variabilité des faciès, ne joue pas un rôle très éminent dans le paysage.

2. *Le « complexe ancien » ou groupe des gneiss alcalins de l'Ouest.*

Il ne s'agit probablement pas encore de migmatites, encore que les aspects de leur pétrographie et leur âge comme leur origine soient actuellement débattus.

De la côte (à Malpica) jusqu'à Redondela en passant par les Montes de Borneiro, Bayo, Mazaricos, Outes, les fonds de la ria de Noya, puis de la ria de Arosa vers Rianjo, et se prolongeant malgré des interruptions, jusqu'aux Montes de Galiñeiro, ce « complexe ancien » se présente comme un ensemble de roches variées, mais associées. La place principale est occupée par des gneiss et des micaschistes, mais W. Carlé y a reconnu également des amphibolites (3), et I. Parga Pondal des pyroxénites et des éclogites (4) en intrusions, filons ou sills concordants (aujourd'hui fortement métamorphisés et associés aux roches gneissiques). Par endroits, les éléments basiques sont présents au sein même des gneiss, ainsi que I. Parga Pondal l'a montré en signalant les intéressants affleurements de gneiss à riebeckite du Monte Galiñeiro et de la Guia, au Sud, des Montes de Corzon et d'Aro près de Mazaricos au centre (5). Depuis lors, les géologues néerlandais ont précisé et défini des gneiss alcalins aux environs de Vigo et à l'Est de Vimianzo (6).

Les gneiss plus courants se rencontrent sous deux formes surtout : ce sont soit des gneiss à biotite fréquemment glandulaires et assez résistants, soit des gneiss ou schistes gneissiques plus fins, parfois même des schistes micacés. Leur altération est alors plus avancée. L'ensemble des roches du « complexe ancien » offre une ordonnance linéaire des minéraux, une déformation ultramylonitique, avec recristallisation. Les roches sont en général concordantes entre elles exception faite de divers filons basiques et des gneiss à riebeckite; toutefois les contours ne sortent jamais des limites d'affleurement des autres roches de l'ensemble.

Dans le relief, les gneiss à riebeckite et certains gneiss glandulaires se signalent de façon nette. Des distinctions autres que de détail ne peuvent pas être faites par contre pour les autres roches du « complexe ancien » où les changements d'aspects sont très fréquents, et accrus encore par le pullulement de filonnets interstratifiés acides ou amphibolitiques.

(1) A la Loba et à Monforte, cette roche avait déjà été signalée par F. Lotze (292), p. 52 (trad. esp.).
(2) Cf. J. Jung (246), p. 174.
(3) W. Carlé (87), *passim*.
(4) I. Parga Pondal (379).
(5) I. Parga Pondal (381), p. 32-33.
(6) E. Den Tex (130), p. 88-89.

3. *Les migmatites, anatexites et granites d'anatexie du « groupe de Lage ».*

Leur extension est considérable dans tout l'Ouest de la Galice, de la lagune de Baldayo jusqu'au littoral de Cabo Finisterre, de Muros à Santiago de Compostella, de la Sierra de Barbanza aux reliefs élevés qui ferment la Galice occidentale. Elle est coupée seulement par les affleurements de « complexe ancien » et par des granites intrusifs en massifs bien circonscrits. E. Den Tex définit ce groupe comme un ensemble de roches où « les différenciations métamorphiques, la mobilisation sélective, l'anatexie et la granitisation » sont abondantes (1).

Les schistes et les gneiss typiques y sont présents, mais très subordonnés : les affleurements de schistes (très micacés en général) sont exigus mais répétés et en alternance fréquente dans les zones de contact avec les roches non migmatitiques. Leurs contours au sein des migmatites sont nets dans le détail, mais de disposition confuse, complexe, soit qu'il résultent d'accidents tectoniques anciens avec rejeux ou décrochements, soit qu'il s'agisse d'enclaves. Une bande schisteuse continue mérite toutefois une mention particulière (2). Dans le Sud, de Bayona à Tomiño, elle atteint une largeur assez constante de 2 km, et peut de ce fait jouer un rôle notable dans la topographie.

Il nous faut préciser ici deux points de terminologie. Les auteurs espagnols ont désigné presque toujours les schistes du nom de « schistes migmatitiques ». Ceci afin de souligner leur étroite imbrication avec les migmatites proprement dites. En fait, il s'agit de micaschistes étroitement insérés dans le complexe migmatitique, et offrant une grande variabilité de texture et d'ordonnancement pétrographique. Souvent ces roches contiennent peu de feldspaths, et sont riches en biotite; mais il arrive, comme dans les régions de Bayona, ou de Lage, que leur faciès soit très voisin du gneiss; ce qui les fait inclure parmi les embréchites au sens de J. Jung (246). Lorsque les « schistes migmatitiques » ont l'allure de schistes gneissiques à biotite, leur composition est la suivante : quartz transparent, biotite, plagioclases xénomorphes, oxydes de fer, zircon; lorsque prédomine l'aspect de vrai gneiss fin micacé, on note que le feldspath est une oligoclase-andésine, et que la muscovite est plus rare que la biotite.

Sous le terme de « gneiss glandulaire », on désigne en Galice des gneiss faits de quartz, de cristaux phénoblastiques d'orthose et de plagioclases, et où la biotite est abondante; ces gneiss peuvent offrir des faciès très riches en biotite, et d'autres presque exclusivement feldspathiques; leur composition est donc ici aussi très changeante.

En général, la texture orientée prédomine dans les surfaces occupées par les roches de ce groupe, tant pour les gneiss (glandulaires ou non) que pour les granites gneissiques. L'aspect extérieur est alors très variable : tantôt la structure gneissique s'atténue, parfois au point d'être quasi imperceptible et d'offrir l'allure d'un granite grenu normal; tantôt au contraire, on peut observer une structure fluidale nette, qui ne laisse pas de doute sur leur nature (anatexites ou migmatites). Les secteurs où le granite n'est plus orienté sont un peu moins étendus. Plusieurs cependant sont relativement vastes, comme autour de la ria de Camariñas ou entre elle et le cap Finisterre, ou dans l'arrière-pays de Vigo, à l'Ouest; ou bien encore entre le rio Umia et le cours supérieur et moyen du rio Tea dans l'Est de notre champ d'étude.

Pour les granites, il subsiste cependant partout quelques traits d'unité. La composition pétrographique est l'un d'entre eux. Elle est constante du point de vue qualitatif; quartz, feldspaths potassiques (microcline et orthose) et presque toujours les deux micas. A noter que les plagioclases, en proportion notable, restent souvent moins abondantes que les feldspaths potassiques. Un autre point commun est l'importance de la cataclase, de la trituration des quartz et des feldspaths, de la micromylonitisation. On observe aussi un certain nombre de bandes où les déformations intenses peuvent donner à ces granites l'allure de véritables mylonites; par contre la cataclase s'atténue avec la diminution de l'orientation des éléments. Enfin, partout, une grande profusion de filons pegmatitiques, souvent bien soudés à la masse granitique.

(1) E. Den Tex (130), p. 84.
(2) Cf. (236), p. 40 et 42.

Le géologue est alors conduit à admettre qu'il s'agit d'une formation ayant subi une histoire complexe. Le géographe retient quant à lui l'hétérogénéité des faciès, la présence d'enclaves ou de bandes schisteuses ou broyées, susceptibles d'introduire fréquemment au sein d'un massif de granite gneissique des zones plus fragiles. Il faut remarquer, de ce point de vue, que le granite normal n'a pas ces caractères de faiblesse. Car outre sa structure non orientée, il se présente plus riche en microcline, de grain plus uniforme (grenu ou fin, porphyroïde seulement à la Ruña) et moins traversé de pegmatites.

Considérant que le passage est souvent graduel entre le granite non orienté et les granites gneissiques, ou entre ceux-ci et les gneiss œillés (1), les géologues admettent généralement que les schistes, gneiss et granites gneissiques résultent d'une tectonisation et d'une mylonitisation anciennes auxquelles s'ajoutèrent une migmatisation et une granitisation qui engendra les granites normaux d'anatexie. Mais cela ne rend évidemment guère commode la détermination des contours sur le terrain, et pas davantage l'étude des rapports avec la topographie.

B) Les roches basiques intrusives

Si déjà des roches basiques ont été signalées avec les ectinites et le « complexe ancien », d'autres affleurements bien individualisés correspondent à des massifs de caractère franchement éruptif cette fois. On les rencontre au sein soit des ectinites, soit des migmatites, toujours avec des contacts anormaux, intrusifs ou tectoniques, ce qui empêche de discerner les relations pouvant exister entre ces familles de roches.

1. *Dans la région de Carballo et de Santa Comba.*

Deux ensembles de roches basiques apparaissent là, formés de gabbros, de norites et d'amphibolites surtout (2). De part et d'autre du rio Allones, développé surtout à hauteur de Carballo, le premier comprend plusieurs noyaux de *gabbros oliviniques,* roches massives et sans orientation s'altérant en boules. Leur texture est grenue; leur composition, faite de feldspaths plagioclases blancs et de hornblende brune ou de pyroxène ouralitisée, d'actinote, chlorite, magnétite... est riche en ilménite. Les noyaux de gabbros sont entourés d'*amphibolites* qui par contre ont une texture orientée et une disposition concordante à cette linéation. S'y intercalent souvent des filonnets de magma acide. L'examen pétrographique montre que leur constitution rassemble des plagioclases acides, des amphiboles (actinote ou hornblende) des quartz parfois, ainsi que des pyrites et de l'ilménite. Le second ensemble, légèrement décalé vers le Nord-Est se situe au Nord de Laracha vers la plage de Barrañan. Il s'agit ici de *norites* pouvant passer à des *diorites pyroxéniques,* roches massives non orientées, faites de plagioclases, andésine-labrador, accompagnées de magnétite et de hornblende.

2. *La région située à l'Est et au Sud-Est de Santiago.*

Les roches effusives ne sont représentées en véritables massifs qu'à l'Est de notre région, du rio Ulla supérieur à Sobrado, aux sources du Tambre. En bordure des « schistes d'Ordenès », s'y trouvent des *pyroxénites* et des *serpentines*. Partout ailleurs, le type d'affleurement est le filon

(1) Cf. dans le massif San Bartolomé à l'Est de Vimianzo, V. Insinger (231), p. 68.
(2) Notice de la carte géologique : Carballo (235), p. 50 et suivantes.

ou la bande étroite, de longueur variable. Ainsi, de part et d'autre du rio Ulla (1) en amont de Ledesma jusqu'à Portomouro, des amphibolites alternent avec des *chloritoschistes*. En aval du Pico Sacro à Puente-Ulla de part et d'autre du même fleuve, les amphibolites reparaissent au milieu de gneiss du groupe de Lage très probablement. Dans ces intrusions alignées, la roche basique est gneissique de façon très nette. Des « Ring-dykes » d'amphibolites affleurent en outre plus au Sud, à l'Ouest de Lalin et au Sud de Silleda en un anneau dont le diamètre atteint 100 km (2). Mais l'exiguïté des surfaces comme leur position intrusive ne font jouer dans la morphologie qu'un rôle mineur à ces amphibolites.

C) Les roches de métamorphisme régional profond (3)

On peut les classer en deux rubriques. Certaines sont des granodiorites ou des diorites quartziques, les autres sont des granites proprement dits.

a) ***Les diorites quartziques*** typiques ont été reconnues au Cap de Barès (Ouest de la ria del Barquero). Là, la roche est de couleur sombre; les plagioclases comptent pour 70 % et la hornblende constitue avec la biotite les minéraux ferromagnésiens; elle donne à l'altération des boules abondantes. D'autres diorites, moins caractéristiques forment des affleurements dans la région de Bayo, et sur 50 km au Sud de cette localité : on les observe aussi entre Santa Comba et Negreira, de même qu'au Cap Finisterre. Leur disposition en intrusions affecte les roches soit du « complexe ancien » soit du « groupe de Lage ». Elles ont une composition pétrographique variée, mais toujours dominée par la différenciation trondhjémitique c'est-à-dire conduisant à une nette prédominance des minéraux blancs (quartz, oligoclase). Elles contiennent des intercalations de granite à deux micas équigranulaires ou de granite gneissique. Elles fournissent à l'érosion des blocs arrondis assez fréquents.

b) ***Les granites « de la Corogne »***. Leur disposition en vastes affleurements non alignés, leur différenciation trondhjémitique ou leur caractère intrusif, les distinguent nettement des granites précédemment étudiés, de même que leur nature pétrographique. L'aspect est grossier ou porphyroïde, où le microcline perthitique est aussi abondant que le quartz (30 % chacun). Ce sont des roches souvent plus riches en biotite qu'en muscovite. Les feldspaths potassiques et calco-sodique sont en proportion quasi égale (plagioclase 25-30 %). Les affleurements forment d'abord un ensemble étiré de part et d'autre des rias « centrales » au Sud de la ria de la Corogne et au Nord de celle du Ferrol. On en rencontre aussi entre les sources du Mendo et celles du Tambre, flanquant à l'Est les schistes d'Ordenès.

Peut-être les granites de l'Est de la Galice, vus plus loin, intrusifs dans le Cambro-silurien ou les schistes cristallins (Vivero, Valle de Oro, Lugo) sont-ils de la même génération; à moins qu'ils n'appartiennent à la suivante, bien représentée aussi à l'Ouest.

D) Les granites intrusifs post-tectoniques

Le paysage galicien est enrichi de formes particulières, étroitement associées à l'intrusion de batholites granitiques. Reliefs ruiniformes, versants dénudés et raides, topographie heurtée

(1) I. Parga Pondal (379), v. carte.
(2) I. Parga Pondal (379), v. carte (383).
(3) I. Parga Pondal (379) et commentaire de la carte.

en sont les signes distinctifs. Quoique ces massifs circonscrits soient souvent éloignés les uns des autres, les mêmes caractères s'y retrouvent. Partout la roche est grenue, non orientée, de texture grossière, souvent porphyroïde en ce qui concerne les feldspaths, presque toujours perthitiques. Il s'agit en général d'un granite à biotite (1), riche en feldspaths notamment alcalins (environ ou plus de 50 % des composants) qui leur confèrent une couleur rosée. On peut présenter ces divers massifs en deux groupes, distincts à la fois par la pétrographie et leur position.

1. ***Les batholites du Nord.***

Nous regroupons ici ceux de Traba, du Cap Vilano, du Pindo, du Pando et de Leis; les affleurements sont assez peu étendus, mais tous situés au bord de la mer; aussi leur extension dans le domaine sous-marin est probable mais indéterminable. Leur composition montre une assez grande richesse en quartz (29 à 40 %, parfois supérieurs à 50 %). Le microcline compte pour 25 % ou davantage, soit autant que les plagioclases. La biotite varie entre 1 et 5 % soit dans une proportion qui reste faible. La texture n'est que très rarement porphyroïde. Les diaclases rectilignes sont généralement nombreuses, et à nette prédominance Nord-Sud.

2. ***Les grands massifs intrusifs du Sud et du Centre.***

Ce sont les deux plus étendus de la Galice occidentale. L'un se place de part et d'autre de la ria de Arosa, surtout sur la rive Sud, et s'élargit jusqu'à atteindre Caldas de Reyes. L'autre développé surtout à l'Est du bassin de Tuy-Porriño, presque jusqu'aux sources du rio Uma à l'Est de Puenteareas. Tous deux offrent une composition voisine qui les distingue des précédents par les traits suivants :

— La richesse en quartz, qui peut-être élevée, paraît beaucoup plus irrégulière (2).

— Les microclines sont en proportion équivalente à celle des granites intrusifs du Nord, mais offrent plus de variations, compensées par le pourcentage variant en sens inverse des plagioclases.

— Le granite de Porriño se signale en outre par une proportion très changeante de biotite pouvant aller de 1 à plus de 5 %, ainsi que par la présence de sphène et de hornblende verte. A Caldas, par contre, la biotite est plus constamment abondante, toujours supérieure à 4 % et pouvant former jusqu'à 13,5 % des échantillons.

On retiendra donc ici de l'analyse pétrographique l'importance des feldspaths, et souvent aussi de la biotite. Ce type de roche se révèle très sensible à l'altération.

E) Les roches primaires et les intrusions granitiques du Nord-Est de la Galice

Le passage progressif du massif cristallin aux roches sûrement paléozoïques n'est pas simple. La coupure que constitue l'Ollo de Sapo ne délimite pas deux ensembles géologiques distincts et les schistes cristallins, les massifs granitiques d'aspect moins varié sont encore abondants au-delà vers l'Est ainsi que l'a montré Ch. Barrois (3). Mais les roches cristallines laissent le pas

(1) La muscovite, parfois présente, n'est que très rarement en proportion notable.

(2) Dans 5 échantillons sur 13 à Porriño, Atios, Budiño, le pourcentage des quartz est tombé à moins de 20 %. A Caldas, ce taux se tient très fréquemment à une valeur inférieure à 30 %.

(3) Ch. Barrois (25), p. 396-397.

aux terrains primaires métamorphisés dont les schistes vus précédemment sont distincts par leur âge probablement précambrien et par leur métamorphisation plus puissante. Ils se retrouvent encore en quelques endroits en Galice du NE.

1. *Les ectinites.*

Au delà de la ria del Barquero et des Puntas Regodola et Merceira, une bande de *schistes chloriteux et sériciteux,* large de 5 km et orientée NNE-SSW, permet l'ample ouverture de la ria de Vivero. Le faciès schisteux s'accompagne d'intercalations quartzitiques ou gréseuses, comme de passées noirâtres déjà citées plus haut (1). Dans le détail, les spécialistes ont distingué tout récemment une stratigraphie assez précise. Succédant à l'Ollo de Sapo, se rencontrent d'abord des schistes « inférieurs » (épaisseur de 500 m en moyenne pour cette série). Intensément microplissés, souvent lustrés, argileux verdâtres, noirs ou bleus, ils contiennent de petits bancs de grès et de quartzites. Leur succèdent des quartzites massifs de teinte claire, épais de 100 à 300 m. Enfin, on passe à une série monotone de schistes bleutés, ayant son maximum de largeur près du littoral (plus de 1,500 km d'épaisseur) (2). D'autres schistes ampéliteux, associés à des grauwackes et des quartzites noirs flanquent cette formation vers Baamonde, entre Villalba et Lugo; il y a là des terrains qui sont semblables à ceux que nous avons indiqués p. 19 au droit de la ria de Ortigueira. L'ensemble forme un anticlinal dont le cœur est occupé par du granite à El Barquero et surtout par l'Ollo de Sapo, et qui est déversé vers le Sud-Est (3). Il peut être désormais considéré comme un ploiement de roches cambro-siluriennes, ainsi que nous le verrons plus loin.

Ch. Barrois a fait état, d'autre part, de « terrains primitifs » étendus au N de Villalba (Goiriz) et jusqu'aux abords de Mondoñedo. Leur limite orientale (Abadin, Gontan) a été tracée par cet auteur, qui en a défini ainsi les traits du paysage : « une contrée ondulée aux collines arrondies, peu habitées et tapissées de genêts » (4). Le substratum du relief est ici des schistes talqueux et micacés avec lits de quartzites subordonnés. Il s'agit probablement de roches d'âge différent, mais des intrusions granitiques tronçonnent leur affleurement, masquant les contacts entre ces assises et celles du Cambro-silurien.

2. *Les granites de Vivero et du Valle de Oro.*

Deux types de granite se distinguent assez bien, ne serait-ce que par les aspects du modelé correspondant : sans doute avons-nous affaire, en outre, à deux générations différentes de granite. Les plus anciens sont ceux du triangle précité qui est dessiné par la rive Est de la ria de Vivero et son arrière pays, le littoral jusqu'à Burela, et une ligne qui de là rejoint le cours supérieur du rio Landro. Leur composition les rend assimilables au granite de Lage, non orienté, grenu, à deux micas. Pays de collines peu élevées. paysage de bosses avec tors fréquents mais petits. Vers Lobeiras, Villacampa (entre Vivero et Ferreira) on a pu définir les caractères pétrographiques suivants : quartz abondant (50 %), feldspaths 40 % (plagioclases prédominantes), micas 7 % avec part égale ou prépondérante de la muscovite (5). La cataclase parfois sensible n'est pas générale. A l'altération, ils donnent des produits fins.

Les granites intrusifs forment deux batholites distincts, remarquables dans le paysage par des coupoles à flancs dénudés, des versants à boules, et l'abondance du gore grossier. Pétrographiquement aussi ces granites sont forts différents. Les quartz restent abondants mais disposés

(1) Notamment en arrière de l'agglomération de Vivero, dans le substratum. d'une exploitation d'argile kaolinique.
(2) I. Parga, P. Matte, R. Capdevila (**384 bis**), p. 136.
(3) *Ibidem,* p. 139-141 ; v. coupes 1, 2, 7, 8.
(4) Ch. Barrois (**25**).
(5) Analyses effectuées par le C.R.P.G. de Nancy.

irrégulièrement, en amas. Parmi les feldspaths, le microcline prédomine sur les plagioclases en gros cristaux (1). La texture grenue porphyroïde explique l'abondance des arènes grossières. Enfin, les diaclases courbes sont parfois représentées. Ces divers aspects sont assez voisins de ceux du granite de Lugo étudié par Ch. Barrois (2) et, à nos yeux, semblables à ceux des granites intrusifs du centre et du Sud de la Galice occidentale.

3. ***Le granite de Guittiriz,*** en marge de notre domaine de recherche, et situé à 50 km au Sud-Ouest des granites dont nous venons de parler, doit cependant être signalé lui aussi par suite de sa position originale. Il flanque ou pénètre en effet la bande des terrains de l'Ollo de Sapo du côté de l'Est; il suit « l'axe de cet anticlinal arqué qui participe à la virgation asturo-galicienne » (3). Par endroits il se développe au sein même de la formation porphyroïde, en étroite concordance avec celle-ci. Aussi quoiqu'il s'agisse d'un granite intrusif, il ne saurait être confondu avec les batholites de Vivero et du Valle de Oro. D'ailleurs sa texture est souvent orientée, et les deux micas sont bien représentés. Il ne peut pas non plus être rapproché du granite affleurant entre la ria de Vivero et Burela par suite de son faciès grossier, voire porphyroïde, et de l'abondance des microclines quadrillés. Toutefois, il apportera, à cause de sa localisation, un indice sur l'âge de la mise en place des granites de cette région.

4. ***Les terrains paléozoïques orientaux.***

De Burela à Foz et au Nord du Valle de Oro, comme au Sud de Sasdonigas dans la Sierra de Néda, un premier compartiment de relief est constitué de terrains considérés comme cambriens. On y rencontre des schistes argileux gris ou verdâtres, les phyllades alternant avec des psammites et des grès, des quartzites et des filons de quartz. S'y ajoutent quelques bancs calcaires dont le principal s'allonge du côté de l'Est, de la route de Mondoñedo à Ribadeo, de Grove à Cabarcos par Pousada (4). Tous les auteurs soulignent le caractère très fissile des quartzites surtout à l'Ouest de Cangas de Foz où les grès et psammites sont également bien représentés, de même que leur disposition en bancs de petite puissance. Leur débitage sous l'effet de l'érosion est de ce fait assez aisé (5).

A l'Est des bancs calcaires importants, les séries schisteuses sont puissamment développées. Ce sont les « schistes de Ribadeo » de Ch. Barrois qui rassemblent en réalité, comme l'a montré cet auteur, des schistes gris verdâtres (Reinante), des schistes verts et psammites passant à des phyllades gris-bleu plus à l'Est avec intrusions de diorites quartzifères (Pta Corbeira), et des bancs de psammites. Les schistes verts et quartzites reprennent une place prépondérante de Rinlo à Ribadeo et les calcaires reparaissent au milieu d'eux à Vegadeo (6).

L'âge des roches sera discuté plus loin. Retenons pour l'instant :

— la multiplicité et l'imbrication des faciès et de la nature des terrains;

— l'abondance des schistes toujours bien feuilletés, fréquemment ardoisiers, sinon en plaquettes de quelques centimètres d'épaisseur (Rinlo, Ribadeo) ou en bancs de 10 à 30 cm (Est de la ria de Foz);

— la présence de bancs de quartzites. Parfois massifs à l'Est, ils coïncident avec certains reliefs tels que le Monte de la Lagoa, ou avec certains caps (Pta Corbeira) (7). Le plus souvent,

(1) Analyses du C.R.P.G. de Nancy; Hernandez-Sempelayo qualifie ce granite de « commun et normal » (**220**), p. 149. Cependant il insiste déjà sur la prépondérance des biotites. E. de Sitter (**465**) souligne pour sa part le contact net de ce batholite avec les roches encaissantes.

(2) Ch. Barrois (**25**), p. 74-79. Il s'agit aussi d'un granite à biotite porphyroïde, à feldspaths potassiques et quartz abondants, donnant des blocs arrondis à enveloppes concentriques.

(3) R. Capdevila (**83 bis**), p. 5682.

(4) Ch. Barrois (**25**), p. 408 à 412 et Hernandez-Sempelayo (**220**), p. 156.

(5) *Ibidem.*

(6) Ch. Barrois (**25**), p. 412 à 416 et 420 à 440.

(7) Hernandez-Sempelayo (**220**), p. 94 et 97.

ils manquent de résistance, soit parce qu'ils sont minces, soit parce qu'ils sont densément fissurés, soit encore parce qu'ils sont feldspathiques. De ce fait, les formes d'érosion différentielle ne sont jamais très accusées, mis à part quelques talus monoclinaux très redressés dont l'armature seule est quartzitique;

— le pendage variable de ces terrains entraîne quelques différences dans les aspects du littoral. Les plages sont fréquentes quand les plis prennent une disposition synclinale. Les falaises changent d'allure selon que le pendage se fait ou non vers la mer (1). Mais la répercussion de ces aspects n'est que très faible dans le modelé continental. Les plis restent amples, de même que le métamorphisme reste limité.

Conclusion

La présentation de ce vaste éventail de roches montre finalement une complexité de détail insoupçonnée jusqu'ici à la lecture des cartes et esquisses anciennement publiées. Ces gros progrès récents permettent maintenant d'aborder de façon beaucoup plus sûre la reconstitution de l'histoire géologique ancienne de la Galice, comme de tenter une étude morphologique où l'érosion différentielle pourra être serrée de plus près, avec davantage de rigueur.

II. — LA TECTONIQUE ANCIENNE

Le classement des roches fait entrevoir que l'histoire de ce massif ancien n'est pas simple. Après les premières modifications subies par les sédiments les plus anciens, ont dû se succéder des épisodes de métamorphisme, de granitisation, de fracturation ou de mylonitisation (tectonisation), qui rendent complexe le problème de l'âge et des moments de toutes ces transformations.

Ce que l'on sait à l'heure actuelle sur la tectonique ancienne est à la fois suffisant pour que l'on ne puisse éluder la question, et trop déficient en données précises de datation pour qu'un accord complet soit apparu parmi les spécialistes qui ont tenté une synthèse générale à ce sujet. Cet aspect de la géologie du pays n'est pas fondamental pour la compréhension de sa morphologie. Néanmoins les progrès récents réalisés dans le domaine pétrographique en Galice par les chercheurs espagnols ou autres, permettent d'en faire un exposé qui nous paraît utile. A travers les vicissitudes du vieux massif, nous chercherons à voir ce que l'évolution géomorphologique a pu retrouver dans cet héritage; et de toutes façons il est indispensable de montrer comment la région a traversé l'histoire géologique antérieure au Tertiaire. Mais il nous faudra sortir parfois des limites de notre champ d'étude, et aller prendre des indications sur les bordures du socle pour avoir des fils conducteurs.

(1) Ainsi, plongement des schistes vers le Sud-Est et falaises à contre-pendage à l'Est de la ria de Foz, jusqu'à la Pta del Castro, au Nord de Reinante; plongement vers la mer au contraire à l'Est de ce cap jusqu'à la plage de Seborello et, après un court changement où le pendage s'effectue à nouveau vers le Sud, jusqu'à Ribadeo et même au-delà de Figueras (Asturies).

A) L'histoire préhercynienne

Les roches les plus anciennes paraissent actuellement être celles du Nord et du Nord-Ouest. Comme on l'a vu au chapitre précédent, elles sont dénuées de fossiles caractéristiques du Paléozoïque. Ce point de vue, quoique contre-battu par W. Carlé (1), doit être discuté en fonction de l'existence de l'« Ollo de Sapo », formation clastique, sédimentaire, métamorphisée et mylonitisée. F. Lotze la considère comme algonkienne (2). R. Capdevila, Ph. Matte et I. Parga viennent de souligner son apparente concordance avec les terrains de Galice orientale. La série schisteuse la plus proche doit être rapportée au Cambrien supérieur; des quartzites massifs attribués à l'Arenig et des schistes bleutés d'âge llandeilovien assurent la transition avec le Gothlandien. Il y a donc lacune du Cambrien inférieur et moyen, connu pourtant ailleurs dans la péninsule. Comme, dans le Sud de l'Espagne, une formation porphyroïde similaire repose sous le Cambrien inférieur, ces auteurs admettent que l'Ollo de Sapo est d'âge infracambrien. Pour eux, ce terrain détritique traduit « la présence, à l'Infracambrien, d'un bloc Galico-castillan en voie de surrection » (3).

Ainsi, le fond de la géostructure de l'Ouest galicien serait constitué de roches très anciennes. Elles auraient subi les effets de l'orogénèse précalédonienne, suivant Carrington da Costa (4). E. Den Tex, quant à lui, admet comme probable le fait que des roches précambriennes soient englobées dans le « complexe ancien » de Galice (5). Et si l'on suit I. Parga Pondal, les roches du groupe de Lage et celles du « complexe ancien » seraient issues d'un grand orthosynclinal néo-algonkien, plissé avant le Cambrien en structure isoclinale (6). C'est, dans ces conditions, tout l'Ouest galicien ou presque qui remonte à ces temps reculés (voir § C).

L'Est, avec ses puissantes séries sédimentaires cambro-siluriennes représente une deuxième masse de roches, appuyée sur le bloc infracambrien de Galice occidentale. Son étude a été entreprise depuis longtemps et fut reprise plusieurs fois. A la suite de Ch. Barrois et de Hernandez-Sempelayo, Carrington da Costa et F. de Sitter vérifièrent et retouchèrent les observations des deux auteurs précédents. Notre connaissance de ces terrains et de leur disposition déjà assez bien établie vient d'être enrichie par des découvertes récentes. Elles apportent plusieurs confirmations aux points de vue anciens, mais introduisent aussi quelques modifications. Le Cambrien certain n'est guère représenté, comme on l'a déjà dit. Mais les schistes et quartzites sont de faciès voisins dans le Cambrien et le Silurien. L'Arenig et le Llandeilo n'avaient été repérés de façon sûre que dans les Asturies occidentales (Cabo Busto, Luarca). Les schistes de Ribadeo étaient considérés comme d'époque potsdamienne, et l'absence par contre de l'Ordovicien supérieur et du Silurien près des côtes de Galice et des Asturies, selon Carrington da Costa, ou sa présence partielle mais sans fossile (cf. de Sitter), posaient le problème d'une orogénèse préhercynienne, soit calédonienne. Carrington da Costa penchait pour un relèvement du fond marin, et l'émersion d'un continent vers le Nord du rivage actuel, plutôt que pour une orogénèse véritable; tandis que de Sitter, moins catégorique, se ralliait plutôt à l'hypothèse de mouvements plus épeirogéniques qu'orogéniques pour justifier ces lacunes. Tout récemment, la découverte de graptolites du Gothlandien prouve pourtant la représentation partielle de cet étage en Galice orientale. On les rapporte au Ludlow inférieur (Gothlandien supérieur). Les fossiles, à Guntin, Villarcabreiros, Mencide, Marzan, soit aux environs de Lugo (Galice centrale) attestent que le Siliurien s'étendit jusqu'à toucher l'Ollo de Sapo (7).

(1) W. Carlé (**87**) nie en effet la présence de roches précambriennes en Galice.
(2) F. Lotze (**292**), p. 52.
(3) R. Capdevila *et Al.* (**83 bis**), p. 249 et 250.
(4) Carrington da Costa (**93**), p. 194-5.
(5) E. Den Tex (**130**), p. 77.
(6) I. Parga Pondal (**381**), p. 17-18.
(7) Indalecio Quintero (**404**), p. 61-82, I. Parga Pondal et I. Gomez de Llanera (**384**).

Que penser alors d'une orogénèse calédonienne ? Il subsistait une lacune couvrant le Dévonien inférieur. Mais la découverte récente d'une faune abondante de crinoïdes et brachiopodes dans les calcaires des Galice du S. E. (Sierra de Caurel) risque de la supprimer (1). L'existence de granites intrusifs au sein des roches cambro-siluriennes n'est pas un argument décisif (2). Nous avons dit aussi que les schistes primaires n'étaient que médiocrement dérangés, et I. Parga Pondal (3) considère que cela atteste une tranquillité tectonique relative lors de cette phase d'activité; celle-ci n'aurait guère été ici qu'épeirogénique, par conséquent. Certains auteurs avaient considéré l'orientation NE-SW comme un indice de tels mouvements : ainsi R. Musset [(343), p. 32-33] dans le Portugal septentrional. Ces directions sont bien représentées en Galice également, mais c'est aussi une direction hercynienne, et l'indice est trop fragile.

B) La phase hercynienne

Elle est sans nul doute fondamentale, et si les roches infra ou précambriennes sont effectivement présentes, elles ont servi de matière à la granitisation hercynienne au point que les anciennes structures en furent complètement modifiées. On peut dire qu'il n'existait pas alors de « bloc archaïque » comme Staub le supposait, pas plus que de plis calédoniens venant contourner un tel bloc, ainsi que l'a déjà souligné F. Lotze (4); toutefois il y avait un substratum qui fut englobé dans l'orogénèse hercynienne principale dans tout l'Ouest de l'Espagne.

Tous s'accordent à souligner combien le massif ibérique fut alors profondément marqué dans ses structures. Les discussions ont davantage porté sur la question de savoir quelle fut la période marquante, et si elle fut unique. La Galice, comme les Asturies, doit certainement ses traits structuraux principaux à la phase « asturienne ». Aux Asturies, Carrington da Costa a observé que le Famennien est déjà transgressif, et que le Carbonifère dinantien a un faciès distinct du Dévonien supérieur; cela l'a conduit à admettre une manifestation de la phase sudétique (5). Mais le paroxysme est, sans doute, asturien. Toutefois, il est prudent de nuancer et sans doute faut-il considérer séparément l'Ouest et l'Est de la Galice.

a) Dans ce que F. Lotze nomme la « zone galicienne-castillane » (à l'Ouest d'une ligne Mondoñedo-Sarria, Monforte, Zamora) il est difficile, d'après cet auteur, de déceler l'âge principal de l'orogénèse, en l'absence de sédiments postérieurs au Dévonien inférieur. A son avis, il est possible que les premiers mouvements aient été anciens (6). Comme la virgation n'est par ailleurs pas uniforme, ainsi que l'a montré W. Carlé, F. Lotze incline à voir dans la Galice un élément de la zone « médullaire des Variscides de la Meseta » (7). Le témoignage principal des mouvements hercyniens dans ce secteur est inscrit dans l'anticlinal de l'Ollo de Sapo. Sa continuité sur l'ensemble du territoire galicien (300 km), sa disposition arquée avec convexité Sud-Ouest et moulée sur la virgation asturo-galicienne traduisent l'intervention de mouvements généraux, qui ont provoqué un déversement convergent vers le centre du bassin asturien. I. Parga Pondal, P. Matte et R. Capdevila considèrent que cette disposition structurale est due à la phase Sudète, qui a provoqué des mouvements de même direction, encore plus intenses, dans les Leonides. Une seconde phase de plissement majeur est apparue à la suite de l'étude des schistosités, microplis et de la sédimentologie dans la même formation. Elle s'est traduite par un serrage, particulièrement net dans le Sud de la Galice et qui a déformé les structures précédentes (8). Deux périodes d'orogénèse hercynienne se trouvent ainsi prouvées.

(1) Ph. Matte (319).
(2) Granites de Vivero et de Lugo au milieu des roches cambro-siluriennes.
(3) Notice de la feuille géologique de Lage (284).
(4) F. Lotze (292), p. 50 à 54.
(5) Carrington da Costa (93), *passim*.
(6) F. Lotze (293), p. 156.
(7) W. Carlé (87), p. 78; F. Lotze (293), p. 157.
(8) I. Parga *et Al.* : (384 bis).

I. Parga Pondal pour sa part estime que plusieurs mouvements tectoniques hercyniens furent enregistrés dans les roches de Galice occidentale. En premier lieu, les schistes cristallins, les gneiss et granites d'anatexie furent associés à une tectonique profonde, responsable de la migmatisation très étendue des sédiments les plus anciens. Ces matériaux, profonds, assez plastiques, furent alors plissés. Puis, en phase presque rigide, ils furent affectés par une structure isoclinale imbriquée, multipliant les contacts anormaux ou les mylonitisations et par des décrochements très importants. L'activité magmatique fut en outre soulignée par la formation de nombreux dykes de roches acides ou basiques, traversant de façon concordante les schistes et les gneiss. Un second mouvement tectonique, affectant alors aussi bien les roches massives que les roches gneissifiées est traduit par la discordance du magmatisme filonien par rapport à celui du premier mouvement (1), et par le compartimentage de la plus grande partie des terrains de Galice occidentale. Ainsi dans la région Nord-Ouest un système de cassures a réalisé un abaissement de blocs faillés en direction du Nord, qui, combiné à un plongement vers l'Ouest de la structure existante, a donné naissance à un déplacement vers l'Est des unités, sur plusieurs kilomètres parfois (2). Les massifs intrusifs de granite et de gabbros étant affectés par ces translations, on peut alors penser qu'il s'agit d'une phase rigide de l'orogénèse et certaines diaclases pourraient avoir une origine tectonique contemporaine. S'agit-il là du paroxyme asturien ou d'une phase saalique ? Cela ne peut être actuellement précisé. Une troisième période enfin, selon I. Parga Pondal, est enregistrée dans des émissions basiques ou acides (diabases, porphyres granitiques) en disposition radiale, marquant le dernier soubresaut de tectonique active hercynienne.

Nous soulignerons, surtout (après d'autres), la disposition générale des accidents qui résultent en Galice occidentale de l'orogénèse hercynienne. Les auteurs de la notice explicative de la feuille géologique de Lage (3) en font un exposé net, quoique un peu trop schématique sans doute. Il y est bien mis en lumière la symétrie des éléments structuraux à partir d'un axe partant de la baie de Neminia vers le massif de Cabral et le Monte Castelo (région de Santa Comba). Au granite intrusif de Traba répond celui du Jallas (Pindo) aux formations schisteuses de Zas, celle de Mazaricos. On constate également un changement de direction des schistes (N 20° E au Nord, N 160° au Sud). De part et d'autre de ce « pilier tectonique » se sont ouvertes des failles radiales convergentes vers l'Est, de direction Nord-Ouest Sud-Est au Nord, Sud-Ouest Nord-Est au Sud. (Ces orientations montrent bien que l'orogénèse calédonienne ne peut être déduite de l'orientation de certaines cassures). Or, bien des limites morphologiques actuelles subissent le même changement d'orientation : rias, vallées, par exemple; à l'axe de cette symétrie correspond en outre l'avancée maximum du domaine continental jusqu'aux caps Finisterre et Touriñan (4). L'explication de cette disposition n'est pas encore clairement établie, ou du moins les hypothèses ne s'accordent-elles pas encore. Contentons-nous d'observer combien le bâti hercynien a influencé la disposition topographique dérivée de la structure.

b) A l'Est de la ligne Mondoñedo-Sarria-Zamora, dans le secteur appelé par F. Lotze « zone asturoccidentale-léonèse » (5), le plissement est également pré-stéphanien, sans que l'on puisse choisir entre les phases asturienne ou sudétique. La première a engendré la disposition structurale de la « zone cantabrique » voisine, et les virgations sont ici très régulières et de même direction que beaucoup de celles de zone cantabrique. A défaut d'autres indices, du moins la disposition de la bande anticlinale de l'Ollo de Sapo, moulée sur la virgation asturo-galicienne (direction passant de NNE à ESE), la persistance, dans les terrains qui s'y appuient, de déversements convergent vers le centre du bassin asturien, nous assurent tout au moins de l'âge sudète du plissement majeur général (6). La littérature géologique, sur le chapitre de la tectonique ancienne est bien plus pauvre ici que pour la partie occidentale de la Galice. Force nous est donc

(1) La direction est souvent perpendiculaire à celle des premiers filons (cf. feuille géologique de Lage).

(2) La structure au Nord de Carballo en fournit divers exemples (voir la notice de cette feuille géologique) (235).

(3) (234), p. 46-47.

(4) L'examen des cartes bathymétriques établies par L. Berthois et R. Brenot (41) révèle en outre qu'au large d'un secteur allant de ces caps à Malpica, le talus continental prend un tracé convexe, avec une pente plus faible qu'au Sud et moins accidentée qu'au Nord, suggérant le prolongement en mer de ce bombement structural.

(5) F. Lotze (293), p. 150-152.

(6) R. Capdevila *et Al.* (83 bis), p. 249.

de ne pouvoir démêler dans quelle mesure les accidents anciens se distinguent d'autres plus récents, et à quel point les unités morphologiques sont tributaires de la tectonique hercynienne.

C) La chronologie de la mise en place des roches

Deux points restent controversés. Si personne ne doute que la plus grande part des roches doivent leur structure et leur texture à l'orogénèse hercynienne, il y a peu d'unanimité sur l'âge des schistes cristallins comme sur celui des granites.

a) La nature polymétamorphique du « complexe ancien » pose, on l'a vu, le problème de l'existence d'une tectonique préhercynienne en Galice. I. Parga Pondal en fait les roches les plus anciennes de l'Ouest galicien (filons et roches encaissantes fracturées, déformées, ultramylonitisées et affectées de recristallisations). E. Den Tex pour sa part considère les gneiss alcalins comme « pouvant être plus récents que l'infrastructure migmatitique ». Il émet l'hypothèse d'une « rift valley » qu'il étaye de nombreux arguments. La forme des affleurements est régulière et rectiligne; les roches sont très tectonisées; elles ont un plongement très accusé, des bords vers l'intérieur du « graben ». Des failles bordières s'accompagnent d'autre accidents parallèles ou de trainées au long de leur développement. Des autres accidents, qui sont orthogonaux à ces failles, comme la courbure générale du graben dans son dessin actuel, résulteraient d'une phase ultérieure de déformation, pouvant correspondre à la mise en place des granites discordants. Une telle hypothèse est séduisante, quoique les arguments ne soient pas décisifs.

b) La question de l'âge des granites est plus générale. La précédente s'y rattache, si la « rift valley » fut déformée lors de l'intrusion des granites discordants. D'abord est-il des granites préhercyniens ? Lesquels apparurent lors des diverses phases de l'orogénèse hercynienne ? Deux catégories se définissent aisément, au seul vu des contours et des rapports stratigraphiques : les uns sont concordants et les autres discordants. Mais il y a en réalité deux générations de granites concordants et deux de granites discordants, d'après les données pétrographiques. Nous sommes conduits par elles à une chronologie plus complexe que celle qui s'établirait au seul vu des relations avec l'orogénèse. W. Carlé a fondé sa chronologie des granites sur la pétrographie (1). Il considérait les gneiss à biotite (Malpica, Zas) comme « synorogéniques ». Le granite à texture gneissique serait contemporain de la phase asturienne (synorogénique tardif) tandis que les granites de Vivero, de la Corogne, lui paraissaient post-orogéniques (post-asturiens). Mais W. Carlé n'a pas envisagé de façon très exacte la répartition des divers granites; il pensait que le granite à biotite était plus répandu en Galice occidentale et que le granite de deux micas était bien plus exceptionnel. Or, ce dernier occupe, on l'a vu, la plus grande part de l'espace que Carlé réservait aux granites post-orogéniques (2).

La première classification établie par I. Parga Pondal (3) en 1935, pétrographique elle aussi, faisait des granites de Lage, plus riches en muscovite qu'en biotite, des roches « archaïques ». Ceux qui contiennent les micas en proportion égale et ont une texture grenue étaient considérés comme huroniens. Enfin les granites hercyniens correspondaient à ceux où la biotite est quasi exclusive et où l'aspect porphyroïde ou grossier prédomine (Porriño, Jallas, Caldas, La Corogne, Vivero, Lugo, Ribadavia...).

Depuis lors, I. Parga Pondal envisage une autre chronologie, à la suite de ses recherches personnelles, des progrès de la cartographie réalisés par l'équipe de l'Instituto Geologico y Minero ou par les chercheurs étrangers. Les roches granitiques de Lage, formées à partir de roches anciennes auraient été engendrées par l'orogénèse huronienne, puis regranitisées lors du plissement hercynien (anatexie). De même le lopolite, né entre les phases huronienne et hercy-

(1) W. Carlé (87).
(2) Notamment à l'Ouest de Lage, et de là jusqu'à Muros ou Santiago ainsi que dans la Galice méridionale.
(3) I. Parga Pondal (378), p. 27-34.

nienne aurait alors été transformé. Les autres granites et diorites seraient issus de plusieurs générations au sein de la période hercynienne. Le premier venu serait le granite grenu de deux micas (type Muros) encore mal circonscrit (1); puis seraient apparus les granites de la Corogne, de la Ruña et les diorites aux contours bien nets. Les granites à biotite sont, là encore, les plus tardifs. L'hypothèse que certains soient post-primaires n'est pas exclue par cet auteur (2).

Les tout derniers renseignements issus des travaux sur l'Ollo de Sapo et les terrains primaires de l'Est galicien, apportent des précisions sur l'âge des granites de Barquero et de Guittiriz. Ces derniers occupent le cœur de la zone anticlinale. On y rencontre des enclaves d'Ollo de Sapo, « et une structure planaire parallèle au plan axial des structures et à la schistosité la plus marquante ». Jamais enfin les granites ne se placent dans les formations postérieures au sédiment clastique et porphyroïde de l'Ollo de Sapo; et « quand le front des granites atteint le toit... (de ces terrains) la bordure du massif est nette et concordante ». Il s'agit donc là d'intrusions mises en place au cours d'une des phases tectoniques responsables de la virgation asturo-galicienne. R. Capdevila estime que ce granite est à rattacher au type de Lage-Muros, et à considérer comme syntectonique hercynien (3). Il est antérieur aux intrusions circonscrites de Vivero ou du Valle de Oro.

Si l'on compare avec les datations préconisées pour les granites du Portugal du Nord, on remarque une certaine similitude avec cette dernière chronologie. Madame Jérémine y propose trois phases de granitisation : anté-silurienne, anté-stéphanienne, et post-stéphanienne (4). Ces deux dernières sont également retenues par C. Teixeira (5). Quoiqu'il en soit, il reste acquis que tant dans la nature actuelle des roches que dans la mise en place de beaucoup d'entre elles, le plissement hercynien est l'élément fondamental. Mais la diversité des moments de son action, et leur intensité locale n'ont pas détruit tout jeu de l'érosion différentielle; bien au contraire. Combinée avec les données tectoniques de cette époque, la gamme de roches ainsi offerte constitue la toile de fond de l'évolution morphologique ultérieure.

D) Le massif ancien jusqu'à l'ère tertiaire

Les sédiments reposant sur les roches anciennes de Galice, rarissimes et le plus souvent azoïques, ne permettent en rien d'imaginer quelles vicissitudes la région a connues par la suite. Nous sommes obligés, pour en avoir une idée, de nous référer à ce qui a pu être enregistré sur les bordures de ce bastion par la sédimentation secondaire. Malheureusement, celle-ci est fort éloignée de la région qui nous préoccupe, puisqu'elle n'apparaît que vers Oviedo et Cervero, à l'Est, ou vers Aveiro au Sud !

La dernière synthèse sur ce point est présentée dans la Geografia de España y Portugal que nous prenons pour guide (6). Pendant l'ère secondaire, les rivages les plus proches ne s'avancèrent guère au-delà du méridien de Avila, sauf sur la frange Nord, mais jamais les transgressions océaniques n'y pénétrèrent loin avant sur la meseta (7). *Cf. fig. 1 A*. Le Trias inférieur, dans son faciès « germanique » classique, est présent à l'Ouest de Santander, près de Reinosa. Le Juras-

(1) Le passage graduel du granite orienté au granite non orienté indiquerait la contemporanéité des migmatisations et regranitisations des roches du groupe de Lage, et de la mise en place des granites grenus.

(2) Des similitudes de faciès avec le granite portugais de Sintra, la position « atlantique » des granites du Jallas (Pindo) et de Traba étayent cette éventualité. Des déterminations d'âge par la méthode des isotopes sont actuellement en cours au Groupe de Recherches Géochronologiques du laboratoire de séparation de masses des Pays-Bas, à Amsterdam.

(3) I. Parga *et Al.* (**384 bis**), p. 147, et R. Capdevila (**83 bis**), p. 5683-5684.

(4) Jérémine (**244**), p. 195-208.

(5) C. Teixeira (**478**), (**485**).

(6) Tome I, œuvre de L. Solé Sabaris et N. Llopis-Llado (**472**).

(7) Geog. de Esp. y Portugal (**472**), p. 155.

sique se situe, dans la même province, vers Cervero del Pisuerga (Dogger). A noter que Trias et Lias font défaut à partir du Keuper, dans le domaine cantabrique, tandis que le Dogger supérieur, avec intercalations de sables et argiles rouges, semble annoncer le régime de sédimentation continentale qui s'instaure pendant le reste du Jurassique moyen et supérieur à l'Est. Le Crétacé inférieur, s'il se rapproche davantage de notre région au Sud, reste fort éloigné, et les rivages du Crétacé supérieur retrouvent en plusieurs secteurs ceux des mers mésozoïques antérieures (*cf. figure 1 B*). Laughton fait également état de la présence de terrains sédimentaires sur le banc de Galice au large du Cap Finisterre par 650 m de fond. Sans doute, s'agit-il d'éléments de la couverture du socle, mais il ne lui est pas possible de l'assurer ou d'apporter d'autres précisions (1).

Le prélèvement d'échantillons de fonds au large des côtes galiciennes en face des Rias Bajas lors des campagnes du « Xauen » en 1949-1950 permet maintenant de renforcer l'hypothèse d'une zone sédimentaire éocène cernant à l'Ouest le socle cristallin. Des foraminifères (nombreuses nummulites), ont été trouvés à proximité du talus continental à 22 milles à l'W de l'embouchure du Miño (215 m de fonds) ainsi qu'en deux autres endroits un peu plus septentrionaux et plus profonds. Une discussion des conditions de leur présence conduit à supputer avec beaucoup de vraisemblance l'existence de témoins sédimentaires d'un tertiaire inférieur sur l'actuel plateau continental. Cf. G. Colom, Foraminiferos de las costas de Galicia (Campañas del « Xauen » en 1949 y 1950, *Bol. Inst. Esp. de Oceonogr.* n° 15, 1952, et F. Hernandez-Pacheco : Probable orla mesozoica-terciaria submarina en el NW de la Pininsula Hispanica, *Bol. R. Soc. Esp. de H. N.*, tome 61, 1963, p. 231-238.

Les vicissitudes enregistrées sur ces bordures sédimentaires tendent à faire admettre que la tectonique fut calme, puisque les oscillations des rivages ont été réduites, et les auteurs de la Geografia de España y Portugal insistent fortement sur cette donnée. Pour eux, après l'arasement précoce de la chaîne hercynienne, le massif « galaïco-asturien » ne fut au Secondaire qu'un dôme surbaissé à faibles pentes doucement inclinées vers les mers (2).

Pourtant on peut aussi bien insister sur la fréquence des lacunes ou sur celle des faciès continentaux (Lias inférieur et moyen, Dogger pour les premiers, Trias, Malm, Crétacé supérieur, pour les seconds) de même que sur l'alternance des faciès de transgression et de régression du Crétacé supérieur (3). N'y a-t-il pas là des manifestations de la tendance au soulèvement des antéclises ? Dans cette hypothèse, il est douteux que la surface post-hercynienne si elle fut réalisée, se soit transmise sans déformations ou retouches jusqu'au Tertiaire. Surface de dégradation lente ? tel serait l'aspect de la région dans l'éventualité d'un calme général durant le Secondaire. Surface défigurée, regradée fréquemment ? ainsi pourrait-on tout aussi bien l'imaginer dans la seconde hypothèse.

La topographie posthercynienne fut, à tout le moins, modifiée en certains endroits par des épisodes de planation localisée. Encore les indices en sont-ils lointains, ténus, et d'interprétation délicate. On sait que la plaine de Beira littorale, au Portugal, représente un compartiment abaissé du socle, et qu'y sont conservées des roches de couverture : « Les couches liasiques et jurassiques ondulées, puis aplanies et voilées par des grès crétacés légèrement ondulés »... (4) sont les témoins les plus proches de la sédimentation secondaire. Les grès et conglomérats de Buçaco et de Coja ont fait l'objet de maintes publications où leur âge est débattu; tantôt on les considère comme datant du Crétacé supérieur, tantôt on les rapporte à l'Eocène (5). Quoiqu'il en soit, les conditions de leur sédimentation permettent de les considérer (en partie du moins) comme du matériel torrentiel, lors d'un climat « kaolinisant » et qui subit une silicification affectant le sommet des dépôts en certains endroits. Nous en retiendrons quant à nous une preuve

(1) Laughton (**261**), p. 178-185. Les roches draguées comprenaient des calcaires et des roches métamorphiques. Des photographies « indiquent de manière certaine que le calcaire est d'origine locale » dit-il.

(2) Faciès transgressifs de l'Aptien, Cénomanien, Turonien, Sénonien. Faciès régressifs de l'Albien et du Garumnien.

(4) Geog. de Esp. y Portugal (**472**), p. 155-156.

(5) P. Birot (**47**), p 12 et 97; D'Aveiro à la Galice méridionale, la distance est cependant de 200 km.

(3) Cf. notamment P. Birot (**43**), Soarès de Carvalho (**470**), et plus récemment A. M. Galopim de Carvalho (**168**) où l'on trouvera la liste des opinions émises successivement.

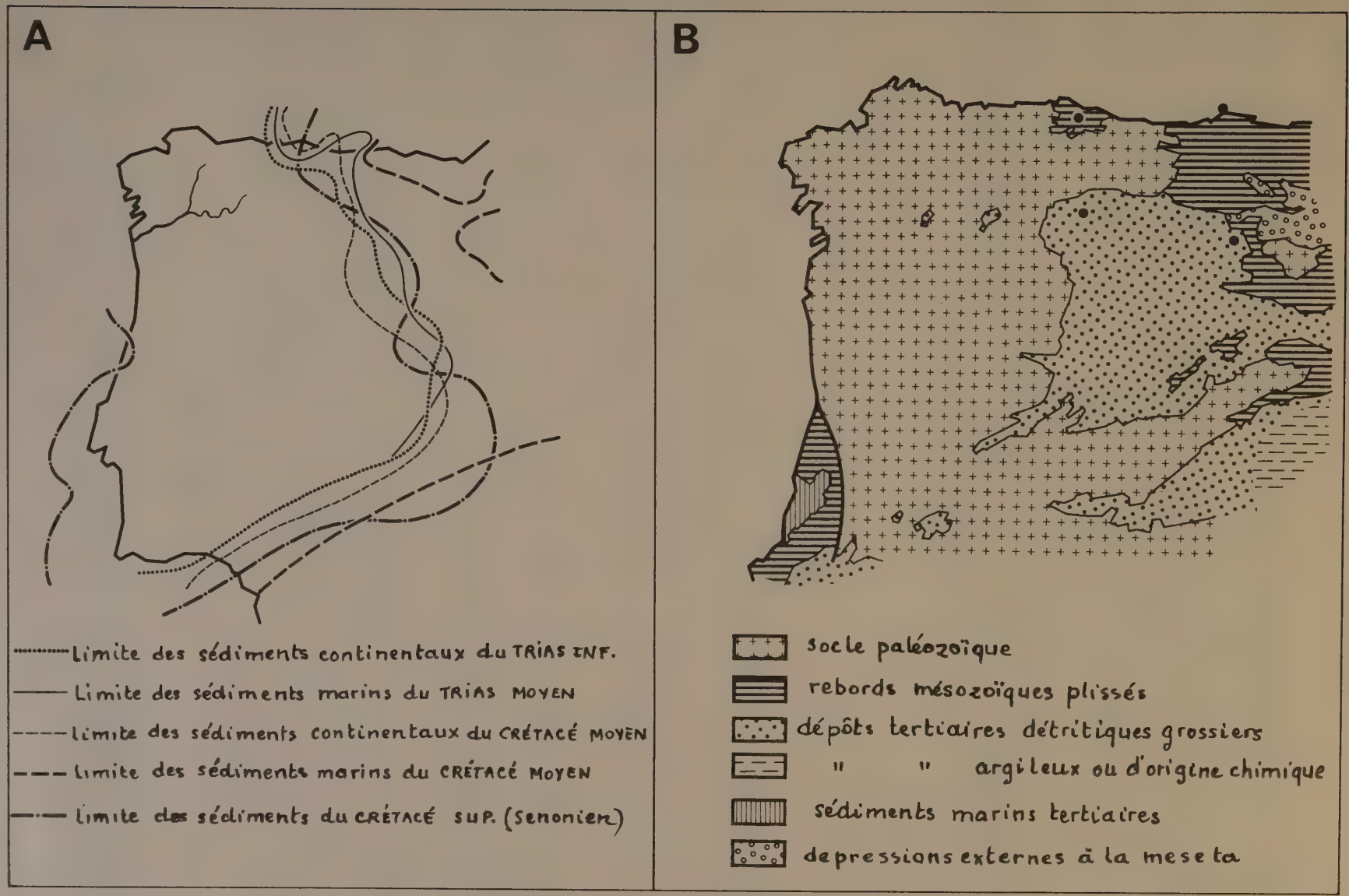


FIG. 1. — L'Espagne occidentale du Primaire au Tertiaire
d'après L. SOLÉ (472), cartes fig. 26, 29, 30 et 61.

de retouches importantes des roches à la périphérie du socle. Mais toute la surface de celui-ci en était-elle profondément affectée ?

Il nous faut nous tourner vers la Meseta, entre Salamanque et Ciudad-Rodrigo pour rencontrer une couverture fossilisante datée paléontologiquement de l'Eocène moyen (1). C'est finalement près de Zamora que se situe l'endroit le plus proche de Galice où « la pénéplaine parfaite et assez peu altérée en surface » sort de dessous une couverture de sédiments dont le faciès est voisin de l'Eocène de Salamanque. Si la surface du socle au voisinage de ces témoins est sans doute polygénique, il nous est impossible de dire si la Galice fut affectée peu ou prou par ces retouches.

Arrêtons là notre présentation des vicissitudes du socle galicien. Nous voici arrivés au Tertiaire, à l'orée des profonds bouleversements qui donnèrent les traits majeurs de la région. Ceux-ci étant à l'origine de la division du pays en plusieurs unités naturelles, et responsables de leurs nuances propres, nous réserverons à l'étude de la tectonique tertiaire une place particulière au sein de notre analyse des divers ensembles morpho-tectoniques.

(1) Cf. Schmitt-Thomé (455).
(2) Solé-Sabaris (473) kilomètres 292-297 de la route Zamora-Vigo.

CHAPITRE II

LE CLIMAT ET LES EAUX

I. — LE CLIMAT (1)

Remarques préliminaires

L'étude tentée ici n'a pas la prétention de dresser un tableau complet des aspects climatiques galiciens. Nous nous bornerons à considérer ce qui, dans l'ambiance atmosphérique générale ou dans les modalités des régimes thermiques ou pluviométriques, est susceptible d'avoir des répercussions sur le modelé actuel. Notre analyse repose essentiellement sur l'examen des relevés des éléments climatiques dans trente stations, dont une vingtaine est située sur le territoire même de nos recherches. Les autres apportent un précieux complément d'information pour des secteurs voisins, ou des indications sur le sens des variations engendrées par l'altitude, la latitude ou la continentalité (v. fig. 2).

Mais il importe de dire immédiatement la fragilité de ces sources de documentation. Beaucoup de stations n'offrent que des séries de relevés courtes (3 à 10 ans), certaines de celles-ci sont incomplètes pour des raisons diverses : vacances, appareils défectueux ou longs à remplacer... Plusieurs lacunes sont trop sérieuses pour qu'on ait pu tenter de les « normaliser ». En voulant s'en tenir aux observations d'une durée supérieure à 10 années, l'on se condamnerait à n'utiliser que les données fournies par 5 stations météorologiques, toutes littorales (Lugo excepté, qui est d'ailleurs extérieure à notre champ d'étude). Comment alors apprécier les effets du relief, ou de l'éloignement de la mer ?

Nous avons, en conséquence, préféré encourir les critiques justifiées des spécialistes sur plusieurs points. Nous n'ignorons pas que les climats océaniques, comme d'autres, présentent une variabilité particulièrement sensible sur de petites périodes, et nous en avons d'ailleurs rencontré plusieurs cas. Cela nous a conduit à considérer le plus souvent possible la même série d'années lorsque la documentation le permettait. Nous nous condamnons aussi à nous en tenir à des moyennes et des extrêmes, les calculs de médianes ou de fréquence étant rendus impossibles par l'insuffisance des séries disponibles.

A) Les traits généraux

Il s'effectue en Galice un amalgame assez original, nous semble-t-il, de traits climatiques océaniques — que la latitude convertit en variante méridionale — et d'influences subtropicales.

(1) V. bibliographie : E 1-2-3-4.

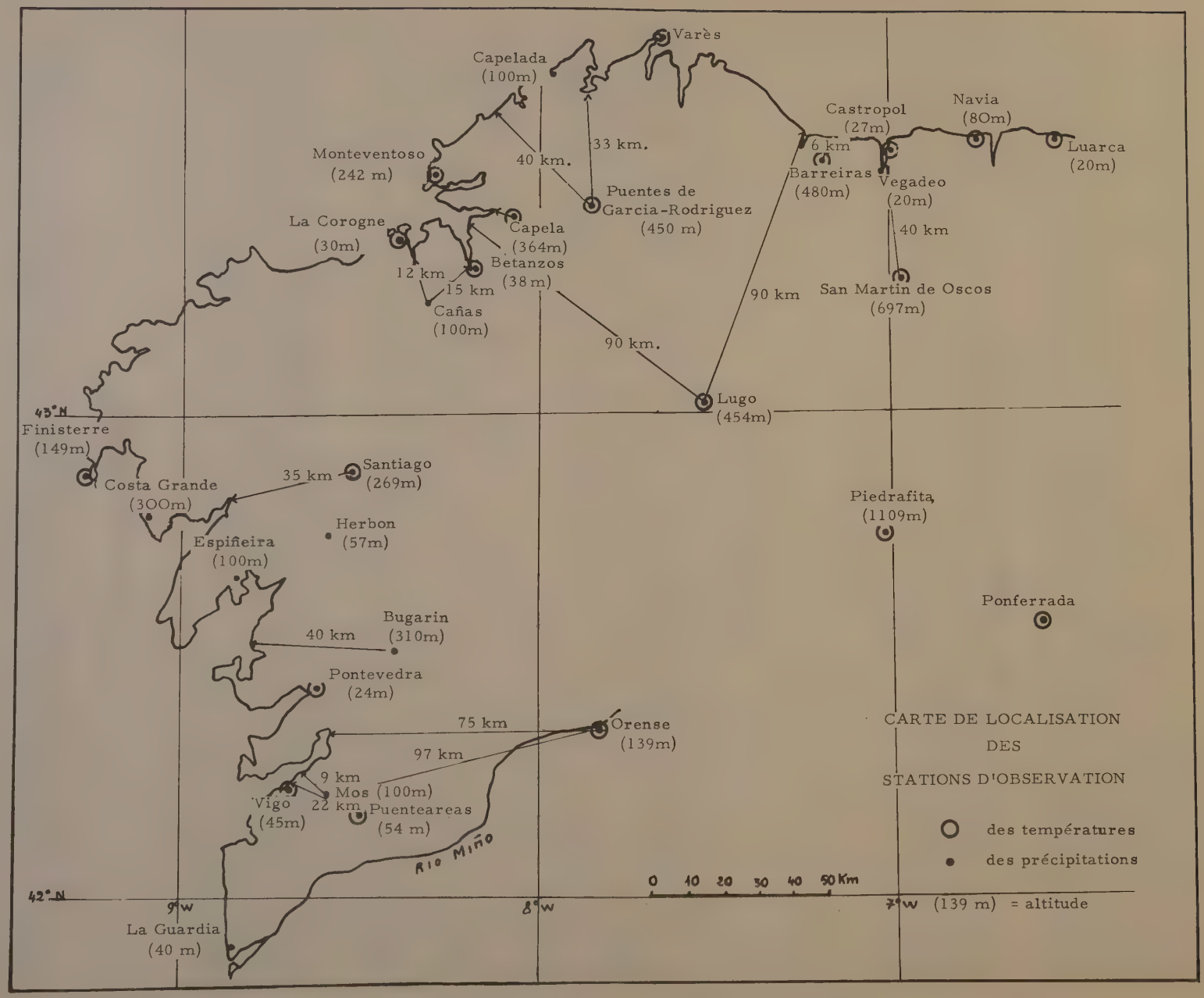


FIG. 2. — Carte de localisation des stations d'observation

Si par certains côtés une comparaison est appelée avec la façade atlantique armoricaine ou pyrénéenne, d'autres caractères semblent indiquer une parenté avec les montagnes du domaine péri-méditerranéen; Aigoual, Corse, Rif... *Les conditions géographiques fondamentales dominent les traits climatiques.*

a) ***La présence de l'Atlantique*** dont les influences peuvent pénétrer, grâce aux golfes profonds des rias, au cœur même du pays, donne les aspects prédominants, estompant en partie les effets de la latitude. Quoique la Galice se situe entre le 44e parallèle (latitude de Montauban, Avignon, Florence...) et le 42e degré de latitude Nord, soit celle de Palencia, Soria, Saragosse, Ajaccio ou Rome, un des traits les plus fondamentaux est l'humidité générale. Le voyageur qui aborde cette région venant de l'Est après un long trajet sur les « paramos » en est frappé dès qu'il a franchi les reliefs de la « dorsale » (et les bassins qui l'accidentent). Cette bande continue de hautes terres verrouille en effet du côté de l'Ouest les plateaux de la Vieille Castille d'une manière fort efficace. Dès la descente du Col de Sanabria, ou celle des reliefs échelonnés entre Ponferrada et Orense, on rencontre des paysages verdoyants, même en été : des prairies, du maïs, des forêts. La vigne se présente elle aussi différemment. Aux ceps courts, aux moignons noueux sortant d'une terre gris-clair ou rougeâtre, succèdent des hautains au feuillage abondant, courant sur les fils tendus entre de grands piliers de granite.

Sans aucun doute, l'Océan est le responsable d'un changement. Les modalités de son influence sont classiques et déterminantes :

— *L'humidité relative* moyenne annuelle, par exemple, *atteint une valeur élevée :* 70 à 80 % d'Orense à Vigo, de la Corogne à Porto, tandis qu'elle ne dépasse pas 65 % à Ponferrada ou à Palencia. La tension moyenne de vapeur d'eau est partout supérieure à 9 mm (1) alors qu'elle se tient entre 6,5 et 7,5 mm à Soria, Leon, Palencia ou Ponferrada.

— *Les précipitations sont,* bien sûr, *abondantes.* Aucune station de Galice ne reçoit moins de 750 mm, malgré la latitude; et sur les 20 stations locales, 16 recueillent plus de 1 000 mm.

— Ces précipitations sont réparties sur un grand nombre de jours, comme on peut s'y attendre. Partout plus de 110 jours de précipitations notables (plus de 1 mm). Dans les moyennes, il n'existe nulle part de mois franchement sec : trait fondamental qui différencie la Galice du monde méditerranéen.

Toutefois, quelques aspects de la répartition de l'humidité méritent d'être soulignés, qui confèrent à la Galice une certaine originalité, ou une participation à la variété climatique aquitaine-ibérique. En premier lieu, on note une *prolongation sur le printemps des quantités appréciables de précipitations, jusqu'à avril-mai* dans presque tous les cas. Or, dans les climats océaniques réalisés au 50e parallèle, mai est au contraire fréquemment le mois le moins arrosé. Un deuxième trait remarquable est la *réduction brutale des chutes de pluie vers juin-juillet,* la remontée des totaux mensuels reprenant très progressivement après cette saison « sèche ». Par ailleurs, si l'été n'est pas franchement méditerranéen, il tend à s'en rapprocher, car la sécheresse est plus que relative. Ainsi, sur 9 années, le nombre de fois où les précipitations sont demeurées inférieures à 20 mm dans les mois de juin à septembre est de 10 à Betanzos, 8 à la Corogne et à Vigo, 10 à Santiago. Les cas où il est tombé moins de 5 mm dans un mois sont apparus deux fois en 9 ans à Santiago ou à Betanzos, ou encore à Vigo, tandis qu'Orense, qui pourtant reçoit encore 766,8 mm par an, n'a recueilli qu'une fois sur 9 années consécutives plus de 20 mm en juillet; 18 totaux mensuels y sont restés inférieurs à 20 mm et 5 inférieurs à 5 mm entre juin et septembre. Ce dernier caractère n'est sans doute pas sans incidence géomorphologique puisque la sécheresse coïncide avec la période où le sol n'est plus protégé par certaines cultures, et avec celle des températures maxima.

J. Mounier vient de mettre en évidence l'importance réelle de ces traits, et d'en apporter un essai d'explication (2). Le passage des saisons à pluviométrie abondante à la saison sèche

(1) Moyenne annuelle.
(2) J. Mounier (**342 bis**) notamment p. 263 et 270; comparaison des cartes A, B, C de la fig. 2.

est très souvent plus brutal en Galice qu'en Bretagne; et alors qu'août et septembre représentent les mois les plus humides de la saison chaude en Bretagne, la période peu arrosée est ici prolongée jusqu'en septembre. Cela conduit à réduire le rôle des variations du caractère hygrométrique des masses d'air en fonction des différences de températures entre l'air et l'eau, et de l'évaporation correspondante. La faible évaporation des eaux en surface des océans à partir du printemps et pendant tout l'été (températures des eaux marines en surface inférieures à celles de l'air) rend bien compte de l'affaiblissement des précipitations, mais non des pluies encore abondantes, relativement, en avril et mai en Galice. Comme le dit J. Mounier, interviennent aussi d'autres facteurs; la « sécheresse » du printemps est le fait de vastes prolongements de la cellule anticyclonale des Açores, ou de noyaux isolés d'air maritime stable et stagnant. Mais la péninsule ibérique est le lieu de convergence de coulées polaires (et arctiques) pouvant provoquer le mauvais temps sur la Galice. En été, les apophyses de l'anticyclone des Açores protègent cette province des perturbations atlantiques pendant plus longtemps.

— *Les températures elles aussi subissent,* classiquement, *l'influence de l'Atlantique tout proche.*

1) *Les amplitudes thermiques sont réduites,* atténuées. Tapia, station littorale des Asturies, ne connaît entre janvier et juillet qu'un écart de 8°6; celui-ci est de 9°7 au Cap Finisterre. Vers l'intérieur du pays, lorsque le relief n'est pas trop accusé, l'amplitude demeure médiocre : 11°7 à Santiago.

2) *Le décalage des mois à températures extrêmes* est réalisé dans la plupart des régions galiciennes. Si le mois le plus froid reste généralement janvier, il arrive que ce soit février, comme au Cap Finisterre. Le mois d'août est presque partout le mois le plus chaud, même à l'intérieur de la Galice (1).

3) *La rareté du gel, comme celle des chutes de neige,* sont le résultat de la présence des eaux marines d'une part, de la latitude d'autre part. Au bord de la mer, la neige est occasionnelle. A Vigo et la Guardia, nos stations les plus méridionales, elle est pratiquement absente. A Betanzos, sur huit hivers consécutifs, deux ne comptent qu'un jour neigeux, trois autres deux jours; un seul hiver reçoit 8 chutes de neige. (Celles-ci ne se produisirent d'ailleurs pas de façon consécutive). Si la neige est moins sporadique dans l'intérieur du pays, elle n'acquiert jamais une importance considérable, sauf sur les reliefs supérieurs à 1 000 m (hors de notre champ d'étude). Des stations comme Irijoa-Montaras, ou Lugo, situées à 400-500 m d'altitude, ne reçoivent de la neige que 6 à 4 jours par hiver en moyenne, réparties sur 2 à 3 mois. Ce sont toujours les mois de janvier à mars, autre trait océanique. Le gel, comme la neige, est absent sur la côte certaines années, et de toutes façons peu prononcé dans les secteurs littoraux. La température minimale absolue la plus basse rencontrée à Vigo en 9 ans est — 2°5, — 1°1 au Cap Finisterre, — 2°4 à la Corogne, — 3° à Betanzos, — 4°5 à Castropol. Dans l'intérieur de la Galice, les jours de gel sont un peu plus nombreux, et leur fréquence est en étroite relation avec le relief qui constitue le second facteur perturbant les effets de la latitude.

b) ***Le facteur orographique*** est sensible dans la répartition des phénomènes thermiques, comme dans les totaux pluviométriques ou l'intensité des averses. Il est donc utile de préciser dans quelle mesure il est efficace.

1) *L'altitude agit sur les températures dans le sens d'un abaissement des maxima comme des températures moyennes,* mais dans des proportions assez réduites. Deux aspects surtout sont à retenir : l'occurrence du gel est rendue plus fréquente, et les amplitudes diurnes, saisonnières et annuelles deviennent plus sensibles. Encore faut-il nuancer, et remarquer que les reliefs bordiers, même élevés (200 à 500 m), sont peu touchés par ces modifications. Cela ne devient bien net qu'une fois atteints les plateaux plus massifs de l'arrière-pays, hauts de 400 à 700 m. Vers 400-500 m d'altitude, les minima absolus oscillent entre — 5° (Capela : 364 m d'altitude) et — 10° (Barreiros : 480 m). Plus haut, dans les secteurs montagneux proches de notre région,

(1) Ce n'est pourtant pas le cas au Cap Finisterre, où juillet a une température supérieure de quelques dizièmes de degré à celle d'août.

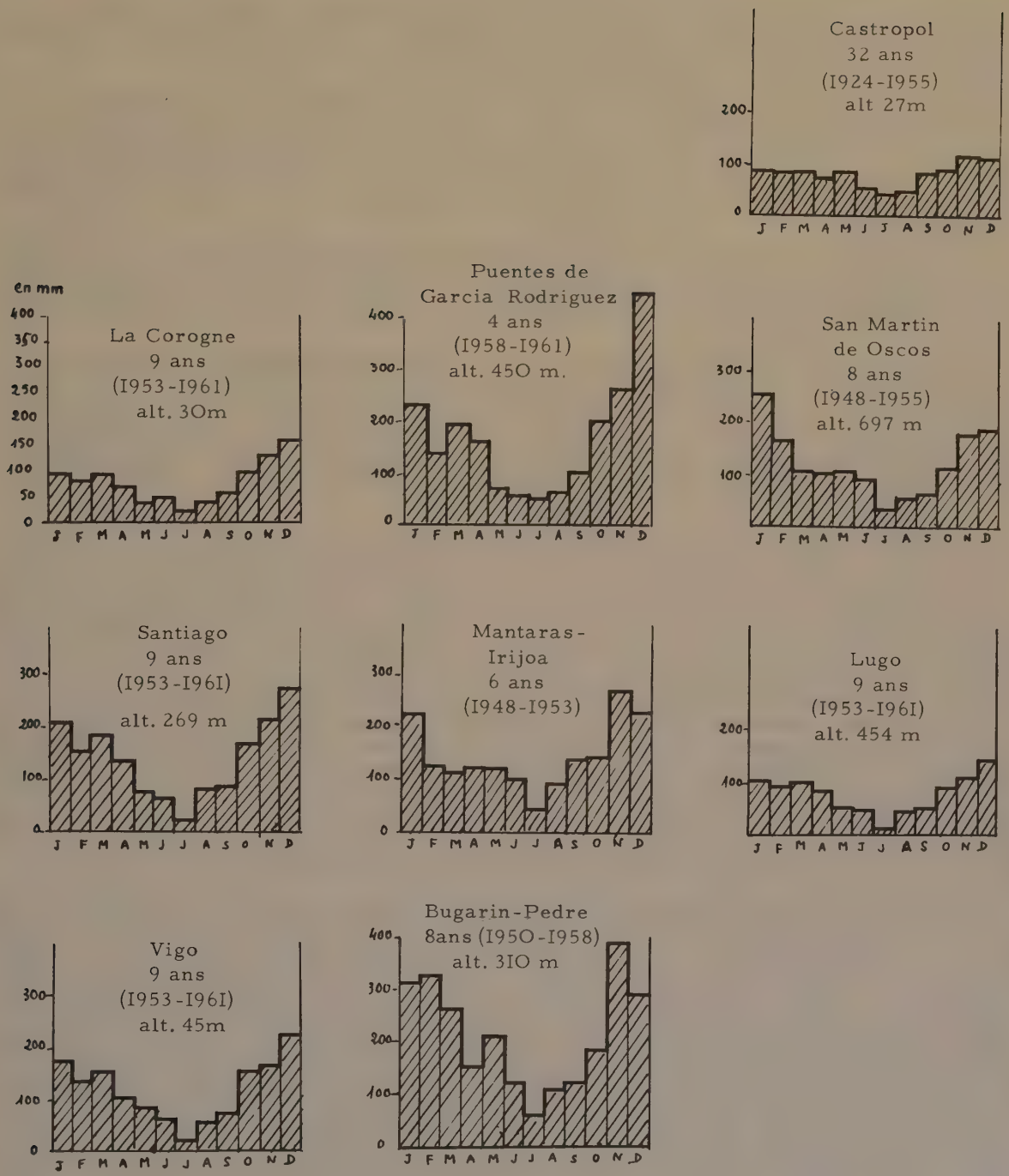


Fig. 3. — Précipitations en Galice

des valeurs de — 11° ont été enregistrées à San Martin de Oscos (Asturies) à 679 m d'altitude, et — 13°4 à Piedraffita del Cebrero (1 109 m).

Le gel peut alors être plus fréquent et *plus prononcé*. Santiago, à 287 m d'altitude, compte en moyenne 4 jours de gel; Lugo (à 454 m) en dénombre 36. La plus grande partie des plateaux de Galice occidentale connaît une occurrence intermédiaire à ces deux valeurs.

Nous insisterons plus spécialement sur le fait que parallèlement à cette aggravation des températures minimales, *le nombre de jours de neige s'accroît très vite*. On enregistre déjà 14 jours neigeux à Lugo et ce chiffre est doublé à 1 100 m d'altitude. *Un refroidissement même assez léger du climat peut donc rendre rapidement plus efficaces les processus géomorphologiques où la neige et le gel interviennent*. Nous pensons à la réalisation de certaines formes périglaciaires en particulier.

En considérant les valeurs absolues de températures extrêmes de l'année on remarque aussi combien l'altitude exagère rapidement les amplitudes. Les régions basses ont des écarts maxima de l'ordre de 34°. Les plateaux de 400 m connaissent des amplitudes de 10° supérieures (44°9 à Santiago; 43°5 à Capela).

Nous aurions aimé disposer de quelques mesures d'amplitude thermiques diurnes observées au sol afin de mieux préciser l'efficacité géomorphologique de ces changements. Nous ne les connaissons que pour Porto. A titre indicatif, disons qu'en ce lieu les écarts diurnes sont de 27° en janvier, de 37°7 en juillet; ils y dépassent 30 degrés dix mois sur douze, 35 degrés cinq mois sur douze. Nous pensons que la Galice occidentale subit des amplitudes comparables, sans doute légèrement moins fortes par suite de l'ambiance humide plus marquée qu'à Porto.

2) *L'accroissement des chutes de pluie annuelles* est un phénomène qui cette fois *intéresse tous les reliefs y compris les secteurs littoraux élevés, dès que ceux-ci sont continus*. Il est aisé de voir en été comment les hautes falaises du Cap Ortegal (400-500 m) accrochent les nuages ou aident à leur formation. Les différences sont notables même à courte distance. Entre les stations voisines du Cap Finisterre (90 m d'altitude, 815 mm/an) et de Costa Grande (300 m d'altitude, au Nord-Ouest de la ria de Muros-Noya; 1 642 mm/an) on enregistre un progrès du simple au double. Vigo et la Guardia, quoique plus méridionales que le Cap Finisterre, mais situées la première au pied de reliefs de 150 à 300 m, la seconde au bord d'un relief littoral de 400-500 m de haut, reçoivent 1 150 et 1 270 mm de pluie par an. A plus forte raison, dès que les masses d'air humide abordent le front plus continu du rebord des plateaux intérieurs, les quantités d'eau tombée s'élèvent. Il ne faut pas oublier que ce front est souvent très proche de la côte; 6 km seulement séparent Barreiros du littoral cantabrique, ou Capela des rias d'Arès et du Ferrol. Ces mêmes rias ne sont qu'à une dizaine de kilomètres d'Irijoa. Or, si la Corogne reçoit 830 mm et Betanzos 809 mm, il tombe 1 670 mm de pluie à Irijoa, 1 940 à Capela (altitude 400 m environ); si Castropol enregistre 884,9 mm, Barreiros en reçoit 1 387 mm.

Mais le relief est soit suffisamment ouvert par l'érosion régressive à partir de profondes rias, soit assez compartimenté par les accidents tectoniques, pour que *l'effet orographique se marque fort loin vers l'intérieur* même lorsque se dessinent des bassins intérieurs, car ils sont amples et bien ouverts. Entouré de hauts reliefs de 600 à 700 m, le bassin de Puentes de Garcia-Rodriguez, sis à 30 km de la mer, est arrosé par 1 848 mm de pluie par an. Sur Santiago, environné de reliefs de 350 à 450 m et assez facilement ouvert aux influences maritimes, tombent environ 1 500 mm de pluie. A Bugarin-Pedre situé à 40 km à l'Est de la ria de Arosa et à 25 km de Pontevedra, on note le record de 2 715,5 mm pour une altitude de 310 m. Les petits bassins développés au Sud-Ouest de la Galice sont trop exigus pour qu'à leur présence corresponde un fléchissement de la pluviosité. Ils sont aussi trop près des régions côtières sans doute. Ainsi Mos (dans le bassin de Porriño-Tuy) enregistre encore 1 784 mm. et Puenteareas 1 333 mm (dans celui du rio Tea). Il faut gagner les environs d'Orense pour que les effets d'une plus grande « continentalité » puissent être ressentis (cf. fig. 3).

3) L'altitude engendre, en outre, une assez nette *exagération dans l'intensité des averses*. Le tableau ci-dessous précise, dans la mesure du possible, son efficacité sur ce point :

TABLEAU I. — *Intensité des précipitations journalières*
(V. graphique fig. 4)

	Total du jour le plus arrosé rencontré pendant une période de 8 à 10 ans	Médiane des totaux journaliers les plus élevés de chaque mois pendant 8 à 9 ans
I. *Stations littorales*		
Castropol	77,8 mm	18 mm
La Corogne	72,7 mm	18-20 mm
Betanzos	55,8 mm	12-15 mm
Finisterre	50,8 mm	18-20 mm
Vigo	83 mm	27-30 mm
La Guardia	93,3 mm	28-30 mm
II. *Rebord des plateaux*		
Barreiros	85,2 mm	28-30 mm
Irijoa-Mantaras	87 mm	30 mm
Capela	110 mm	30-35 mm
Herbon-Padron	152,2 mm	30-35 mm
Espiñeira	150 mm	33-36 mm
Bugarin-Pedre	142,5 mm	46-48 mm
III. *Intérieur du pays*		
Puentes de Garcia-Rodriguez	87 mm	36-38 mm
Puenteareas	67,4 mm	31-33 mm

Le graphique fig. 4 montre assez bien le groupement dont tient compte le tableau précédent. Insistons sur le fait qu'aucune région de Galice n'est épargnée par les grosses ondées. Les reliefs, où qu'ils se trouvent, subissent parfois, surtout en hiver, de petits déluges qui sur un sol gorgé d'eau ont vite fait de ruisseler, de transformer les chemins creux en bourbiers, de raviner les routes non asphaltées ou les secteurs insuffisamment protégés par la végétation.

Une évaluation des médianes des plus grosses averses journalières n'est malheureusement qu'un moyen approché de connaître l'intensité effective des averses; elle ne nous fournit rien sur leurs valeurs réelles. Nous ne possédons de données sur ce point que pour deux stations météorologiques extérieures à la région. Porto est à 100 km plus au Sud, et Ponferrada est distant de Pontevedra de plus de 170 km, et éloigné de 120 km de la Côte cantabrique. Toutefois, comme les intensités journalières maxima sont du même ordre, on peut penser que les renseignements concernant ces deux endroits ont une valeur indicative non négligeable.

Malgré de notables différences qui sont le fait de la position géographique et de l'inégale longueur des périodes considérées, et quoique les indications soient valables pour les régions méridionales plus que pour le Nord de la Galice, on peut se rendre compte de l'efficacité géomorphologique de telles ondées. J. MOUNIER justifie ces précipitations intenses par le fait qu'elles se produisent surtout sous les passages de « vallées » froides fortement creusées et de dépressions isolées. Les coulées froides s'enfonçant vers le Sud et de plus resserrées acquièrent un « tourbillon » relatif accentué; en conséquence, elles déterminent des phénomènes de convergence et de pluviosité accrus (1). A l'effet orographique s'ajoute donc l'effet dynamique pour justifier ce trait original.

(1) J. MOUNIER (**342 bis**), p. 280.

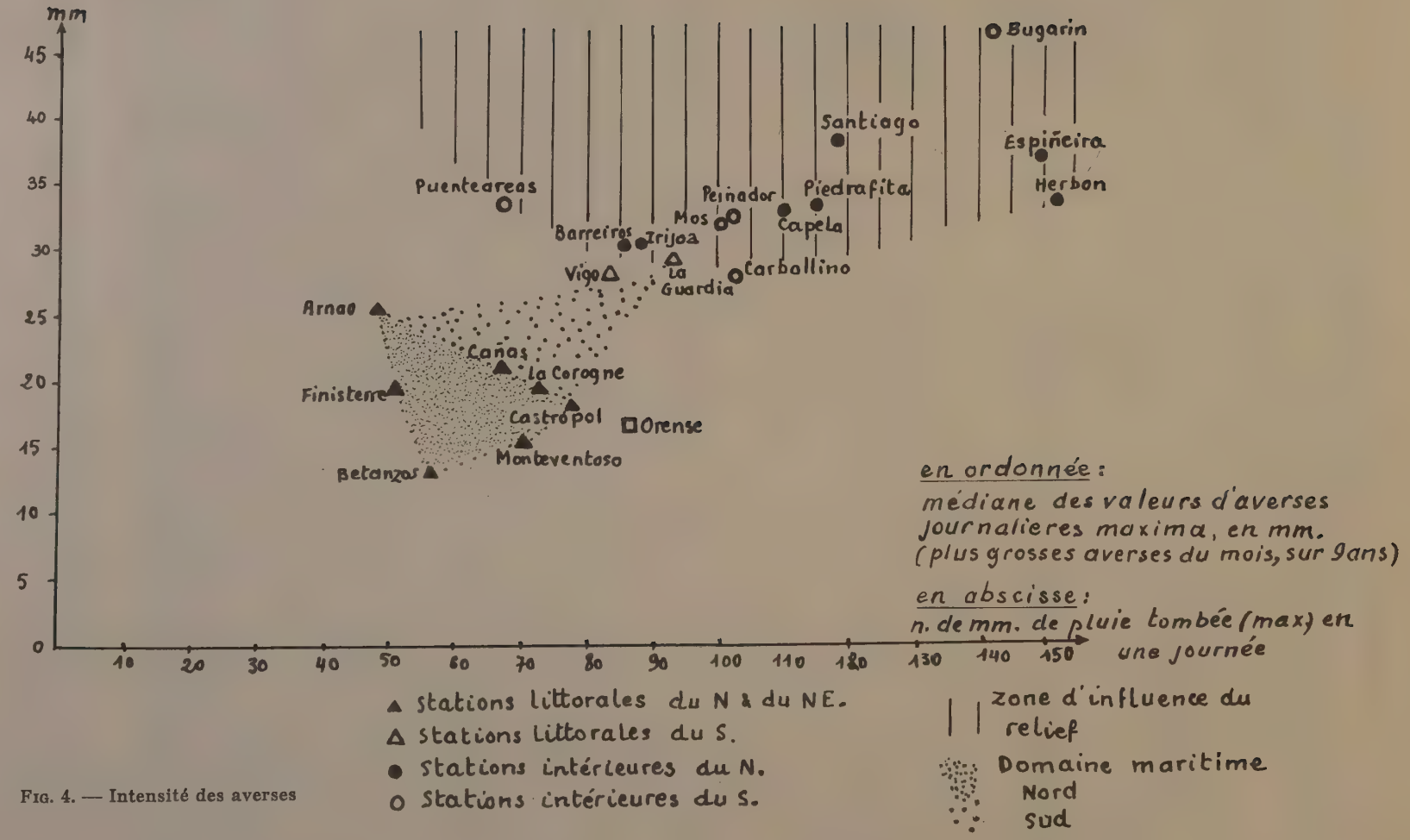


FIG. 4. — Intensité des averses

TABLEAU II. — *Intensité des averses*

	0-1 mm	1-3 mm	3-5 mm	5-10 mm	10-15 mm	15 mm	Max. en mm
Averses de 10 mn							
Porto	11,4 %	30,3 %	30,3 %	28,2 %	1,04 %	0	12,2 mm
Ponferrada	56,4 %	28,4	7	5,5	1,4	1,5	17,5
Averses de 30 mn							
Ponferrada	15,6	34,1	16,7	14,9	10,2	8,5	24,4
Averses de 1 h							
Porto	10,8		11,4	40,6	18,8	18,5	37,2

Sources : Porto (**E 4**) : moyenne des années 1952-1959; Ponferrada : moyenne des années 1947-1950 (**464**).

Ainsi se dégage une conjonction de données géographiques qui prédispose au ruissellement : des reliefs à pentes notables et proches du littoral, le régime pluviométrique ,permettent à la fois une saturation des sols et des régolites et un intense ruissellement. *L'importance du couvert végétal apparaît dans ces conditions, vraiment fondamentale. Son absence, ou les crises qu'il a dû subir, ne manquent pas d'être traduites dans les paysages.*

En résumé, la double influence de l'Océan et des reliefs marque fortement les aspects du climat galicien. L'orographie, plus ou moins combinée à la latitude est cause des traits « méridionaux » tels que la *brutalité des averses* et l'importance des écarts thermiques; tandis que l'Atlantique voisin est responsable de l'humidité générale. Comme dans toutes les régions océaniques littorales, l'*abaissement rapide des limites altitudinales des températures a pu de ce fait être bien marquée lors des refroidissements climatiques du Quaternaire.* Nous pensons que les nuances que l'on peut saisir actuellement entre les parties Nord et Sud du pays, et qui ne sont pas négligeables, ont dû, dans ce contexte, être davantage soulignées au cours de l'histoire géologique récente. La répartition inégale de certaines formes de relief héritées de ce passé trouverait ainsi une explication partielle.

B) Les nuances climatiques actuelles

(Cf. fig. 5)

Plusieurs modifications dans le couvert végétal ou dans l'ambiance climatique sont apparues, soit au cours de nos déplacements, soit lors de l'examen de cartes ou relevés des phénomènes météorologiques. Trois « domaines » distincts s'individualisent assez bien.

a) ***Le secteur Nord,*** que nous limiterons à l'avant-pays des reliefs cantabriques, est une première région originale. Lorsque, quittant la Corogne ou le Ferrol, l'on franchit la série des hauts reliefs qui s'avancent vers la mer au Cap Ortegal, pour gagner Vivero et Ribadeo par la route du littoral, on ressent confusément l'impression de pénétrer dans un pays distinct. L'on est d'abord quelque peu dérouté par la disposition apparemment sans ordre des reliefs proches de la côte. Puis le liseré de la « rasa » cantabrique se développe au pied d'un front montagneux devenant continu et imposant, tandis que les sommets de 800 à 1 000 m s'approchent à une dizaine de kilomètres des côtes (Sierras de Gistral et Togiza en Galice, Montes de Cerrollano et de Bobia dans les Asturies).

Au-delà donc d'une « barrière » montagneuse, du Cap de Barès aux Asturies, s'étend ce premier domaine climatique. Un de ses principaux caractères est une augmentation du total pluviométrique d'Ouest en Est tandis que les amplitudes thermiques s'accroissent dans le même

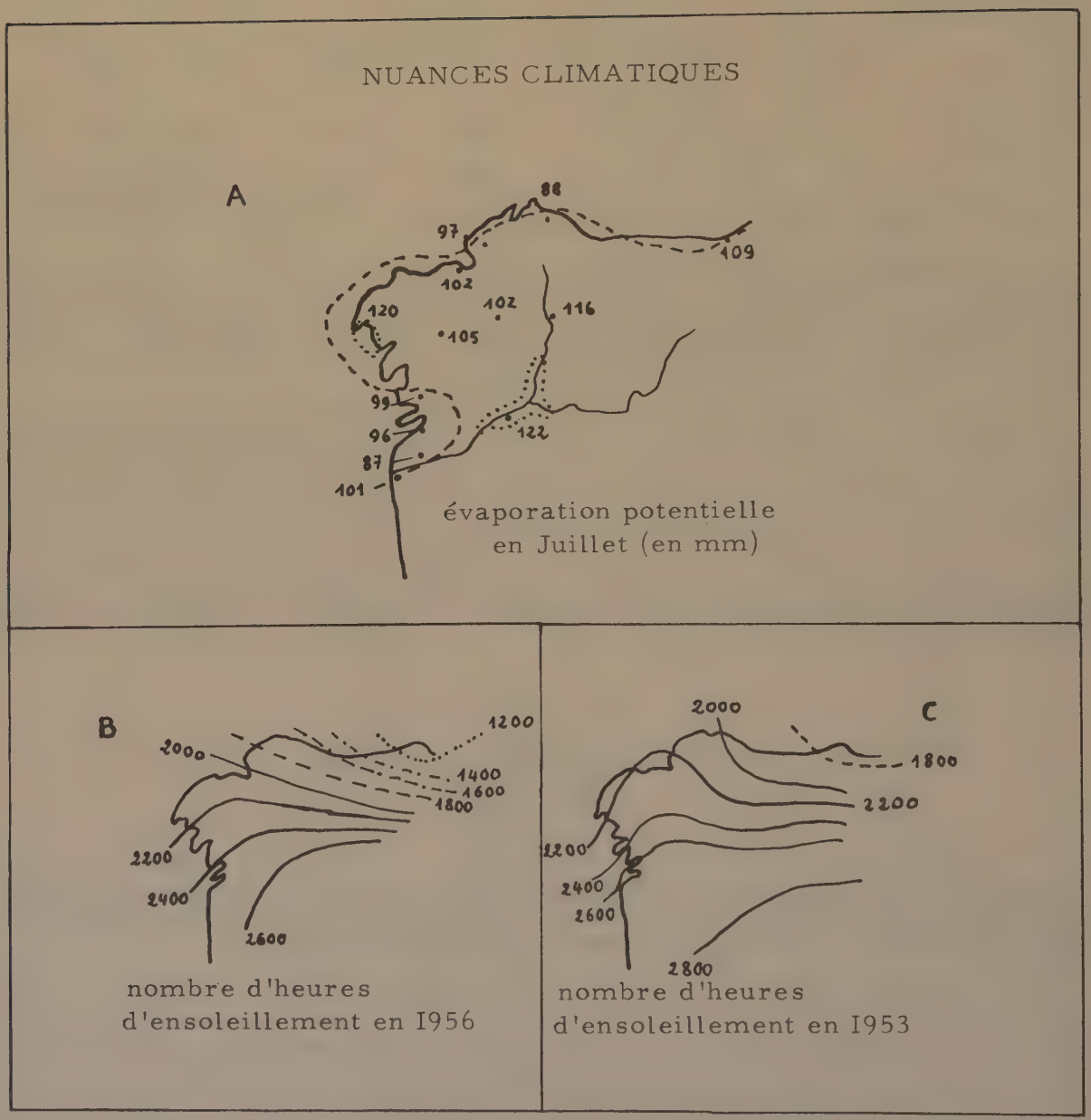


Fig. 5. — Nuances climatiques

sens : phénomène sensible jusqu'à une ligne Pravia-Grado, au delà de laquelle cette tendance générale se renverse. S'y ajoute bien entendu un renforcement de la pluviosité et des amplitudes thermiques, entre le littoral et les premiers reliefs.

Le tableau III en précise les valeurs.

TABLEAU III. — *Incidence des premiers reliefs sur le climat*

Stations	Littoral				Premiers reliefs		
	Barès	Castropol	Navia	Luarca	Barreiros	Prelo	Rellanos
Prec. ann.	489,1 mm	990,1 mm	1 149 mm	1 353 mm	1 387,1 mm	1 403 mm	1 394,1 mm
Temp. moy. des min. journ.	10°,1	9°,5	8°,7	7°,3	4°,7	—	6°,9
Temp. moy. des max. journ.	15°,9	16°,6	17°,8	18°,6	16°,5	—	17°,2
Temp. min. abs. .	0°	—4°,5	—9°	—2°,8	—10°		—8°,4

Les reliefs d'orientation perpendiculaire au rivage qui forment des promontoires massifs et élevés expliquent la faiblesse relative des précipitations à l'Ouest par des conditions d'abri; de même que celle de l'Est, au-delà des Sierras de Ranadoiro et de Tineo. Comme les vents dominants sont ceux du secteur Nord (1) (d'Est-Nord-Est à Nord-Ouest), il s'ajoute aux phénomènes d'amortissement (ondes de ressaut ?) le défilement de la côte dans ses tronçons : Cap Ortegal - Cap Burela d'une part, pour les vents d'Ouest et de Nord-Ouest qui sont plus pluvieux (2), et du Cap Peñas à la ria de Pravia d'autre part à l'Est pour les vents de Nord-Est.

En dehors de ces secteurs, le littoral et les reliefs dominant la « rasa » sont copieusement arrosés. « La région peut se comparer à une énorme machine thermique où le four se situe sur la mer et le réfrigérateur dans les montagnes. Quand... le mécanisme naturel atmosphérique producteur de précipitations s'associe au géographique dont résulte l'intensification et une certaine stagnation sur place des ondées, la mer fournit constamment de la vapeur d'eau et des noyaux de condensation (particules salines hygroscopiques) tandis que les montagnes refroidissent les masses d'air, condensent l'humidité, et la précipitent » (3). De fait, le gradient thermique est ici suffisamment fort pour que des phénomènes de brise de terre et de mer se manifestent à partir de Foz (4). La nébulosité est bien plus fréquente les après-midi notamment, et une comparaison entre les nombres d'heures d'ensoleillement décomptées à la Corogne et Gijon fait ressortir le caractère frais de ce secteur galicien oriental situé à mi-chemin entre ces deux villes : la Corogne = 2 045 heures d'ensoleillement, Gijon = 1 622. Parallèlement, l'évaporation moyenne annuelle est moins marquée à Gijon (1,63 mm) qu'à la Corogne (1,91 mm). V. fig. 5.

b) ***Les effets de la latitude en Galice occidentale.*** Les nuances du Nord au Sud, que nous avons négligées jusqu'ici sont également aisément perceptibles, traduites dans les cultures comme dans la végétation naturelle. A. BOUHIER par exemple insiste sur la présence d'orangers, de Tuy à Pontevedra, et note qu'à quelques kilomètres au Sud de Santiago « les treilles (viñas de parra), qui depuis la frontière portugaise accompagnent les lieux habités, disparaissent ». Le vignoble de Betanzos, « résiduel », se maintient là avec beaucoup de difficultés (5). Certes, partout l'humidité ravivée par les reliefs permet le développement sur les pentes et les sommets d'un « monte » de landes bien fournies. Mais dans la végétation naturelle plusieurs indices de nuances entre le Nord

(1) I. ASENSIO AMOR (**10**), p. 254 et (**16**), *passim*.
(2) Fréquence de Ribadeo à Gijon 12,1 % ; on nomme à Gijon les vents pluvieux les « Gallegos ». Les vents de Nord-Est apparaissent dans la proportion de 31,1 % (**317**).
(3) P. MATEO GONZALES (**318**), p. 5.
(4) Ils ont été étudiés en détail pour Gijon par P. MATÉO GONZALES (**318**), p. 56.
(5) A. BOUHIER (**60**), p. 65-67.

et le Sud peuvent être décelés. Le bouleau, présent dans les forêts vers 200-300 m, devient plus rare au Sud de Pontevedra; *ruscus aculeatus* rencontré dans les sous-bois de chênaie en Galice méridionale (région de Tuy-Salvatierra) est absent du Nord (1).

Très imparfaitement, les observations météorologiques en notre possession permettent de préciser ces différences :

1) L'insolation (nombre total par an des heures d'ensoleillement) et l'évaporation (moyenne annuelle) fournissent les premières indications sur des phénomènes susceptibles d'avoir des répercussions géomorphologiques. Malheureusement, nous manquons de mesures suffisamment précises pour en dégager l'influence exacte et sommes obligés de nous en tenir à des aspects généraux (2). On peut constater entre la Corogne, Vigo et Porto, le long du littoral, ou encore entre Lugo, Santiago et Orense pour les secteurs intérieurs, de notables nuances.

TABLEAU IV. *Nuances climatiques entre Nord et Sud de la Galice*

Stations	N. d'heures d'insolation	N. de jours $\geqslant 25°$	T. moy. des max. journ.	T. max. absolue
La Corogne	2 045	9,4	17°,1	33°,2
Finisterre	2 036	17	17°	33°,9
Vigo	2 464,4	40,1	18°,4	35°,5
Porto	2 646,7	49	?	40°,1
Lugo	2 170	39,8	16°,2	38°
Santiago	1 933	38	?	40°,4
Orense	entre 2 400 et 2 500	82,1	18°,7	37°,2

Stations	N. de jours de pluie	Humidité relative	Evap. moy. ann. en mm
La Corogne	163	79,7	1,91
Finisterre	139,6	78,7	1,62
Vigo	140,5	72,1	3,78
Porto	?	78,8	5,34
Lugo	147	80,3	2,06
Santiago	135,5	76	2,2
Orense	113,6	70	2,5

On observe aisément qu'au Sud du Cap Finisterre l'insolation marque une nette accentuation, accompagnée d'un nombre de jours à température élevée plus important et d'une évaporation accrue, pendant que s'abaisse l'humidité relative. De part et d'autre de Santiago, limite de la vigne, se notent aussi des nuances du même ordre; Lugo reste dans le domaine humide malgré ses fortes températures, conséquences de la continentalité.

2) Le régime pluviométrique du Sud est un peu plus contrasté qu'au Nord. Les mois secs sont mieux marqués, et plus constamment représentés. Les averses tendent aussi à être plus

(1) Petit houx à boules rouges, dont l'écologie est celle des micro-milieux assez chauds, avec humidité relative notable. Dans les pays de la Méditerranée nord-occidentale, on le trouve sur les versants ombreux, exposés au Nord.

(2) Il aurait fallu par exemple connaître les durées d'insolation diurne selon les mois, de même que les modalités de l'évaporation selon les heures de la journée, particulièrement en été.

brutales (1). Les données thermiques et pluviométriques vont donc dans le même sens. *Le déficit en eau,* nulle part bien prononcé, *est cependant plus sensible saisonnièrement dans le Sud.* Les processus morphologiques dérivant de la sécheresse, de l'évaporation, de l'insolation, y sont plus efficaces sans doute, tandis que les précipitations abondantes mais assez brutales imprègnent moins les sols et ruissellent davantage.

3) Le style morphologique particulier au secteur Sud, avec ses bassins ou alvéoles allongés Nord-Sud (soit parallèlement à la côte) de Tuy jusqu'au Bierzo, et enchâssés dans des reliefs notables, crée des zones où les caractères s'accusent. Dans les alvéoles de Tuy et du rio Tea, l'intensité des averses prend des valeurs supérieures à celles rencontrées à Vigo ou à la Guardia (médianes = 31-34 mm, contre 21-30 mm; maxima de plus de 100 mm en un jour, au lieu de 83 et 93 mm). Surtout en été la chaleur y est plus forte, plus étouffante, plus pénible (2). Ces traits climatiques sont enregistrés par la végétation. En effet l'on rencontre dans l'intérieur du pays plus de chênes tauzins que de rouvres; et ces espèces y cèdent plus qu'ailleurs la place aux pins maritimes, aux eucalyptus, de façon de plus en plus accusée vers les côtes (3). Le pin maritime, sans doute venu du Sud où l'on peut considérer qu'il s'est installé naturellement par suite de la sécheresse estivale bien marquée, s'est substitué au chêne dans les temps historiques ainsi que le montrent les analyses polliniques de F. Bellot (4). L'eucalyptus également y réussit fort bien. Aussi les paysages des Rias Bajas sont-ils agrémentés de ces plantations qui en soulignent, en l'exagérant quelque peu, le caractère « méridional ».

Malgré tout, il existe en Galice une unité climatique indubitable. L'abondance générale des eaux, jointe à la clémence des hivers, à la prolongation de l'humidité sur le début de l'été comme à l'exiguité de la période « sèche », font de cette partie de l'Espagne une province à part, moins fraîche que la côte cantabrique tout en échappant à l'aridité de l'intérieur de la péninsule. La Galice a pu cependant, de par sa position, avoir été ou plus fraîche ou plus sèche dans le passé récent; *ce qui paraît aujourd'hui comme nuances nous suggère de quelle manière ont dû se faire les modifications climatiques quaternaires, et s'accuser tel ou tel processus morphogénétique actuellement moins efficace.*

II. — LES EAUX COURANTES (5)

Notre examen de l'ambiance climatique a permis d'établir un certain nombre de faits dont les répercussions sont sensibles tant sur l'organisation du réseau hydrographique que sur le régime et l'abondance des rivières. S'y ajoute un autre facteur fondamental : le relief. Celui-ci, compartimenté par la tectonique tertiaire et par l'érosion régressive à partir des rias, développé en roches cristallines, permet à des rivières dont le régime est presque purement pluvial océanique d'avoir un écoulement présentant quelque originalité. Ses aspects contrastés surprennent un peu, mais on a vu que le régime des pluies offrait les mêmes caractères.

Plutôt que d'entreprendre une véritable étude hydrologique des rivières de Galice, ce qui d'ailleurs n'est pas notre propos, nous voulons mettre l'accent sur les données qui, à notre sens, présentent des incidences sur la morphologie.

(1) La médiane des averses du mois qui sont les plus fortes sont partout supérieures à 27,5 mm (sauf à Orense) et les plus grandes ondées enregistrées en 8 ans dépassent partout 82 mm (sauf à Puenteareas).

(2) Les températures maxima sont constamment supérieures à 37° à Puenteareas (le record ayant été 39°6 en 1953), pour la période 1951-1958; elles ont oscillé entre 31° et 35°5 à Vigo pour la même période.

(3) « Au SW de Galice, le chêne rouvre se présente quasi exclusivement comme un arbre mémoral, auquel s'associe le chêne-tauzin (*Q. Pyrenaica*) en région montagneuse plus sèche » (**164**), p. 178.

(4) F. Bellot et E. Vieitez (**36**), et Font-Quer (**164**), p. 177 et seq.

(5) V. bibliographie : F 2-3.

A) Les grands traits de l'organisation du réseau hydrographique

La densité élevée des éléments du drainage est le premier fait sur lequel nous désirons insister. Elle ressort, certes, de l'abondance des précipitations et du développement des systèmes de pentes, eux-mêmes résultant de la proximité de l'Océan et des déformations tectoniques du socle. La nature imperméable des roches intervient bien entendu aussi. Dans la réalité, il faut distinguer sur ce point deux domaines bien différents. En Galice occidentale et septentrionale, autrement dit dans les secteurs proches des côtes, on arrive à un degré de dissection remarquable, surtout si l'on tient compte des talwegs élémentaires où ne s'effectue qu'un écoulement temporaire lors des averses importantes. Des calculs entrepris pour des zones-témoins, à partir de la carte topographique au 1/50 000 pour les tronçons à écoulement perenne, et des relevés sur le terrain pour les vallonnements à écoulement plus temporaire, permettent d'avancer quelques précisions : En rapportant la longueur de ces tronçons à la surface étudiée (en km²) on obtient les valeurs suivantes :

— 1,27 dans le bassin moyen du rio Umia;

— 2,29 et 2,58 dans les bassins élémentaires situés en bordure de reliefs côtiers situés, l'un à l'Est de la ria de Vivero, l'autre au Sud de la masse du Cap Ortegal;

— 2,26 en bordure de la côte, entre Bayona et Oya, sur les flancs des plateaux qui dominent la mer de leurs altitudes de 400-500 m.

Les versants des organismes fluviaux importants reçoivent également bon nombre de petits rameaux assurant l'écoulement des eaux de leurs pentes. Nous en avons dénombré 93 sur 14 km de cours le long du rio Lerez (section médiane) et 24 sur 7,5 km de cours de l'Umia !

TABLEAU V. — *Intensité de la dissection du relief*

	Rio Umia	Rio Loureiro (E. Vivero)	Ao de las Mestas S. Ortegal	Secteur littoral de Bayona à Oya
Surf. étudiée = (S), en km²	48,41	27,8	24	24,3
Longueur de la rivière principale (en km) dans la surf. étudiée ...	7,5	—	5	24,3 (côte)
Nombre de branches initiales à écoulement temporaire :				
affl. directs	24	85	77	27
affl. de branches perennes	22			49
Longueur correspondante = (L 1), (en km)	33,5	40	44	47,2
Nombre de branches affluentes à écoulement perenne	11 (1) 7 (2)		4	5
Longueur correspondante = (L 2), (en km)	28,2	24	18	17,6
Rapport L1/S	0,69	1,43	1,83	
Rapport L2/S	0,58	0,86	0,75	
Rapport L1 + L2/S	1,27	2,29	2,58	2,6

(1) Nombre de branches initiales (ordre 1).
(2) Nombre de branches confluant dans la rivière principale.

La lithologie intervient d'ailleurs peut-être dans cette densité (moins élevée en terrain granitique ou gneissique) et certainement dans leur conformation. Les talwegs élémentaires que l'érosion a entaillés dans les schistes et les roches vertes sont généralement ramifiés, en Y, et assez creux. Dans le granite, ils sont au contraire fréquemment à une seule branche et certains sont plus évasés. Un tel réseau, en tous cas, assure une évacuation rapide des eaux de pluie, surtout en hiver, quand les sols et les arènes sont saturés.

Dans les régions plus intérieures, pays de plateaux étendus au pied de la dorsale, la dissection est bien moins poussée. Les ravinements sont moins denses, car l'érosion régressive ne les atteint pas toujours. Une topographie d'alvéoles ou de pénéplaine permet le développement de tourbières (« **brañas** ») dès que le bas des versants ou le fond a été colmaté par des argiles. Les rivières principales ont plus ou moins nettement défoncé ces hauts bassins et concentrent ainsi les eaux des « **richuelos** » qui en assurent le drainage imparfait. La rapide saturation des sols aide beaucoup à l'alimentation du réseau hydrographique en saison humide. Quoiqu'il en soit, l'opposition dans le paysage entre les amples « conques » (« **cuencas** ») des plateaux intérieurs, et les croupes multipliées de leurs franges ou de leurs avancées tournées vers la mer est un trait qu'il faut retenir pour une étude hydrologique éventuelle.

La Galice se trouve drainée par un assez grand nombre d'organismes; mais en revanche, ceux-ci n'ont qu'une taille médiocre. Une première conséquence en est le faible nombre d'artères étudiées sur le plan hydrographique (1). Une vingtaine de bassins fluviaux se partagent la Galice du Nord et de l'Ouest. Ils sont d'importance variable, et plusieurs sont tributaires d'une même ria (Betanzos, Arosa). Les cours d'eau les plus étendus sont l'Eo, (91 km de long, 1 032 km² de bassin); le Tambre, (111 km, 1 770 km²); l'Ulla, (115 km, 2 033 km²). Sont d'importance moindre, les rios Masma, Sor, Eume, (77 km, 472 km²), Mandeo, (56 km), Allones, (59 km), Jallas, (62 km), Umia et Lerez, (58 km, plus de 285 km²), Verdugo et Oitaven, (ensemble 333 km²).

Le rio Miño, le plus important des fleuves de Galice, est surtout l'organisme qui draine la partie intérieure de cette province. Ce fleuve a un bassin couvrant 17 757 km², sans le Sil (qui lui apporte les eaux du Bierzo et qui a une importance au moins égale au Miño au confluent). Il fournit des indications hydrologiques qui ne sont pas tout à fait caractéristiques de la zone que nous étudions. Seuls les plus importants de ces organismes associent les conques développées dans la topographie de plateau et les secteurs de plus grande dissection. Les plus petits se trouvent entièrement dans la zone la plus morcelée. Le raccord des deux domaines topographiques est souvent le lieu de cours resserrés dans des gorges étroites et encaissées.

B) Les caractéristiques de l'écoulement

La Galice est en Espagne une des régions les plus dignes de l'intérêt des hydrologues car, outre un certain nombre de sites de barrages hydro-électriques, elle offre des cours d'eau bénéficiant d'une solide abondance générale.

1. *L'abondance des débits.*

On peut l'établir d'abord à partir des modules relatifs moyens et le tableau VI en donne les valeurs pour quelques bassins.

(1) Bibliographie v. **F 2-3.** Nous avons en outre pu prendre connaissance des relevés que le Service de Obras Hidraulicas del Norte de España publie pour trois des bassins de Galice (Tambre, Eo et Miño) ainsi que des rapports non publiés sur le Lerez, l'Eume, détenus par ce même Service et concernant des travaux effectués en vue de l'implantation de barrages. Nous devons cette documentation à l'obligeance de MM. E. Santillan Redondo (La Corogne) et J. Hernandez-Garcia (Lugo), Directeurs des délégations provinciales de ce Service. Qu'ils trouvent ici l'expression de notre gratitude la plus vive.

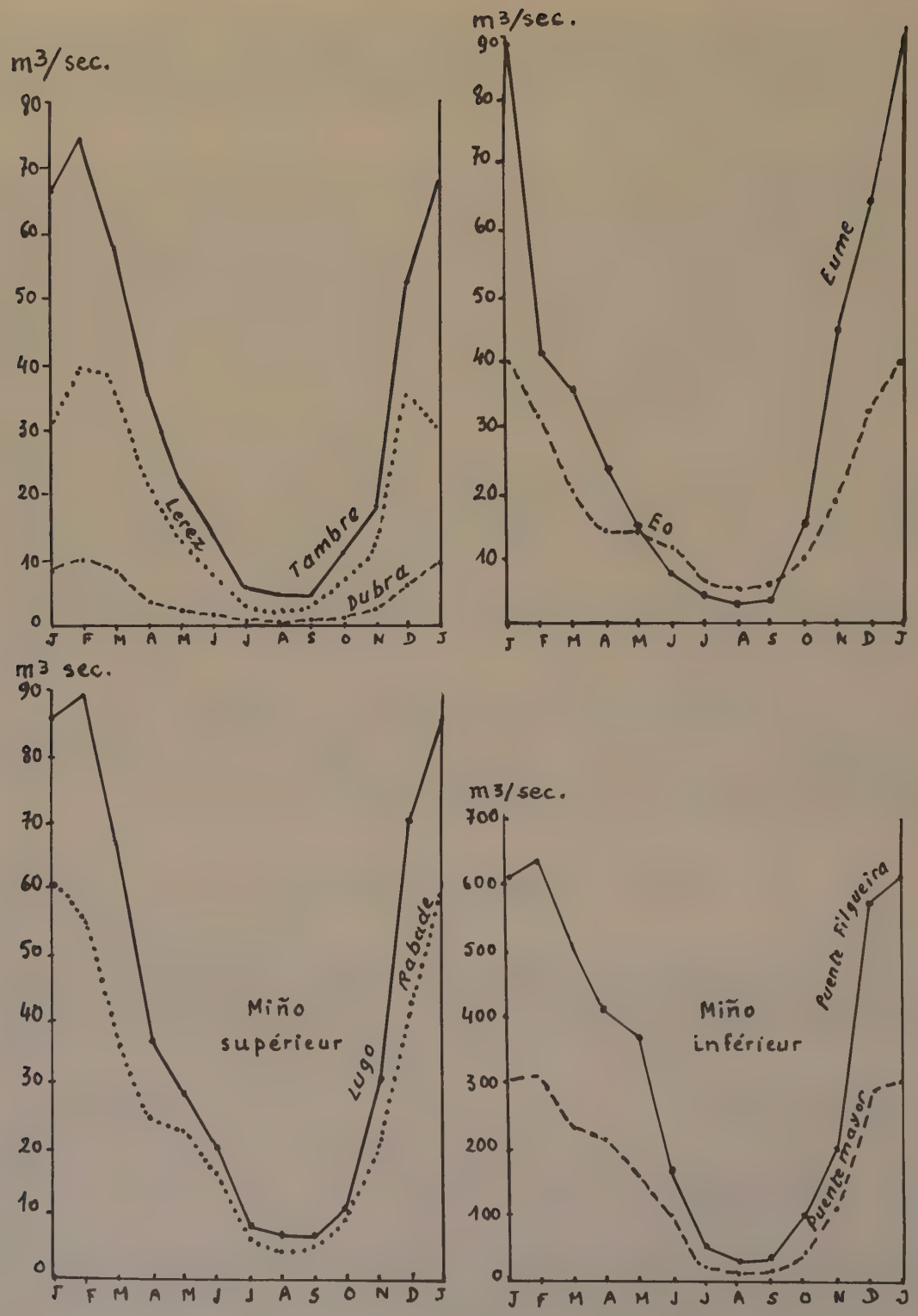


Fig. 6. — Débits moyens mensuels

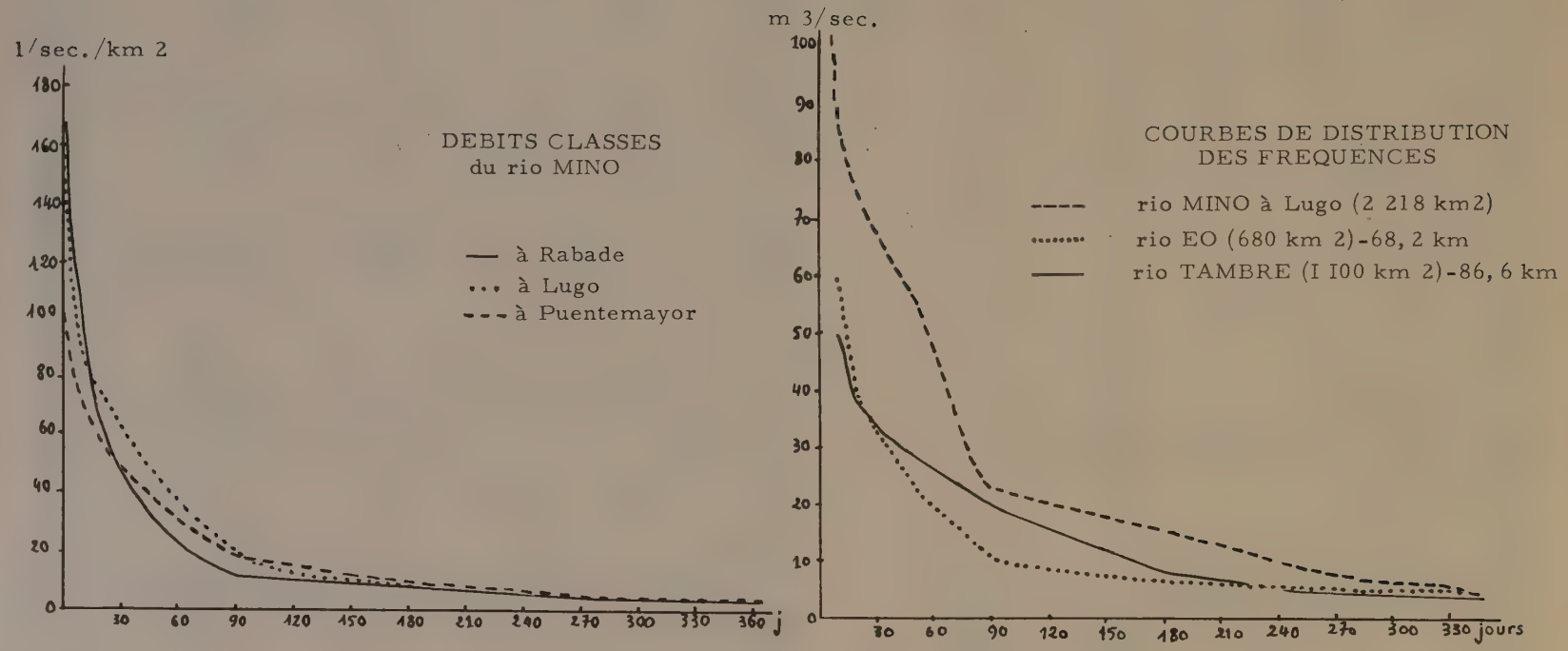


FIG. 7. — Abondance des cours d'eau

TABLEAU VI. — *Débits de quelques rios galiciens*

Bassins	Module relatif 1947/48 Année « moyenne » en 1/sec./km²	Module relatif 1946/47 Année assez humide	Module relatif 1943/44 Année assez sèche
Dubra (affluent du Tambre, 103 km²). Portomouro	27,8	73,50	23,70
Tambre à Portomouro (1 100 km²)	21,6	37,68	14,34
Miño amont, à Rabade (1 960 km²)	14,57	16,44	8
Miño aval, à Pte Filgueira (15 005 km²)	19,38	35,29	11,38
Eo à San Tirso de Abrès (680 km²)	22,07	40,16	20,11
Oitaven (à l'embouchure : 333 km²)	13,55 (année moyenne, non précisée)		

N. B. Les chiffres cités sont purement indicatifs, la série de relevés dont nous avons disposé ne portant que sur 5 ans.

Les valeurs présentées ici atteignent un ordre de grandeur supérieur ou tout au moins égal à celui que fournit M. PARDÉ (1) pour les rivières du Massif Central, telles que la Vienne ou la Dordogne, et paraissent comparables aux estimations concernant l'Adour ou le Doubs. D'une façon générale, le Service de « Aforos del Norte de España » évalue pour les petits organismes de cette province à 21-23 l/sec/km² le module relatif en eaux moyennes, et à 40-50 l/sec/km² celui qui correspond aux périodes de hautes eaux (100 km² de bassin).

A quoi attribuer une telle abondance ? Sans doute déjà à un fort coefficient d'écoulement, lié à l'importance des pluies reçues; à leur intensité aussi certainement, de même qu'aux pentes du profil en long comme des versants. Il est possible qu'intervienne également une saturation des sols rapide et prolongée par la longueur des périodes pluvieuses. A titre indicatif, divers travaux ont estimé ces coefficients à 62,5 % pour le rio Tambre, 60 % pour le Lerez, et entre 48,6 % et 58 % pour le rio Eume. De telles valeurs sont plus proches des chiffres connus pour les rivières de moyenne montagne que de ceux calculés sur les rivières océaniques.

Il n'est malheureusement pas possible d'estimer le déficit d'écoulement de façon précise. Il semble que la tranche de pluies non évacuée par les rivières soit de l'ordre de 400 à 500 mm pour les bassins du Tambre moyen et de l'Eume, et proche de 650 mm pour le rio Lerez plus méridional. S'agit-il là d'un effet de la tendance plus « méditerranéenne » du climat de la Galice du Sud ?

Quoiqu'il en soit, le débit caractéristique moyen, considéré pour les principaux fleuves renforce l'impression de rivières bien fournies. Dans le même sens témoigneraient sans doute les coefficients d'irrégularité, ou rapports du débit annuel le plus abondant au débit annuel le plus faible. Nous ne pouvons apporter ici que des valeurs calculées sur une période bien trop courte (5 ans), insuffisante pour l'affirmer avec certitude (2) :

(1) M. PARDÉ (**376**), p. 192.

(2) 2,6 pour le Tambre, 2 pour l'Eo, 2,7 pour le Miño, 3,1 pour le rio Dubra. M. PARDÉ (**376**), p. 199-201 indique des valeurs supérieures pour les rivières à régime pluvial océanique.

TABLEAU VII. — *Coefficients d'irrégularité des débits = Débit moyen annuel / Débit moyen caractéristique*

Rivières	Q/Qs 1947/48	Q/Qs 1946/47	Q/Qs 1943/44	Q = Débit moyen annuel
Rio Dubra (Portomouro)	2,38	2,86	1,88	
Tambre (Portomouro)	2,74	1,39	1,22	Qs = Débit semi-permanent (Dc 6) ou débit moyen caractéristique
Miño amont (Rabade)	2	1,53	1,58	
Miño à Lugo	1,99	2,82	1,29	
Miño aval (Pte Filgueira)	1,67	1,59	1,42	
Eo à San Tirso de Abrès	1,86	2,32	1,65	

N. B. Le rio Dubra, rivière pluviale typique, se distingue nettement du Miño aval, plus complexe, où interviennent les neiges de la dorsale en hiver et les orages d'été de la Galice intérieure (sur son bassin et celui du rio Sil).

Si les étiages paraissent eux aussi, dans l'absolu, comporter des modules supérieurs aux modules habituels des rivières océaniques de plaine, ils permettent cependant de souligner un trait original, à savoir, une amplitude anormale des variations de débit.

2. ***Les variations de débit.***

On a dit plus haut quelle importance pouvait revêtir, dans ce domaine pourtant océanique, la sécheresse estivale. Après l'apport énorme des pluies de saison froide, le régime subit une chute particulièrement marquée, que mettent bien en valeur les *coefficients mensuels de débit* (calculs pour la période moyenne 1943/44 à 1947/48). Le tableau VIII montre que seul le rio Eo offre des traits de modération. Pour les autres cours d'eau de Galice occidentale, l'ampleur des variations est bien plus forte; cependant leur régime reste caractérisé par les hautes eaux de saison froide à maximum de février, et basses eaux d'été (minimum d'août-septembre). L'originalité principale est dans la durée des basses eaux, sensible dès juin et prolongée jusqu'à octobre.

TABLEAU VIII. — *Coefficients mensuels de débit*

Mois	Lerez	Tambre	Miño à Lugo	Eo	Blavet (a)	Ardèche (a)
Janvier	1,65	2,18	2,23	2,28	2,12	1,20
Février	2,16	2,43	2,31	1,83	1,91	1,25
Mars	2,09	1,88	1,73	1,116	1,62	1,50
Avril	1,2	1,15	0,945	0,8	1,16	1,42
Mai	0,73	0,715	0,735	0,805	0,692	0,90
Juin	0,455	0,22	0,51	0,675	0,436	0,42
Juillet	0,19	0,19	0,263	0,374	0,319	0,15
Août	0,156	0,163	0,168	0,313	0,325	0,17
Septembre	0,198	0,15	0,17	0,337	0,286	0,45
Octobre	0,39	0,36	0,277	0,545	0,432	1,37
Novembre	0,64	0,593	0,8	1,054	0,987	1,67
Décembre	1,92	1,71	1,9	1,83	1,705	1,51

(a) Chiffres empruntés à M. PARDÉ (376), p. 85 et 103.

Il est aisé de montrer aussi que les rivières de Galice occupent une position intermédiaire entre les cours d'eau de régime pluvial océanique et ceux de régime pluvial méditerranéen. Il suffit de rapporter le débit caractéristique d'étiage (D.C.E.) au module annuel moyen. On obtiendrait les valeurs suivantes : rio Dubra 0,108; Tambre = 0,155; Miño à Rabade (amont) = 0,134; à Pte Filgueira (aval) = 0,1, et Eo = 0,36. Or, dans les régimes pluviaux océaniques, les chiffres correspondants sont compris entre 0,15 et 0,25 (1). A nouveau, le rio Eo fait exception. Mais on peut se demander si ces faits résultent d'étiages anormalement bas ou de hautes eaux particulièrement abondantes. V. Masachs Alavedra pense que cela marque « plutôt que des étiages graves, l'énorme apport hivernal » (2) et le tableau IX le prouve clairement.

Tableau IX. — *Débits extrêmes de quelques rios*

A.

Rios	D.C.E. (1/sec./km²)			D.C.M. (1/sec./km²)		
	1947	1946/7	1943/4	1947	1946/7	1943/4
Dubra	3,01	3,79	3,01	246,6	391,3	104,9
Tambre	3,36	3,36	2,27	172,82	252,7	44,6
Miño, amont	1,96	1,81	0,11	99,74	99,74	24,2
Miño, aval	1,96	1,96	1,27	106,5	152,8	44,5
Eo	7,86	8,64 (en 1944/5)	7,20 (en 1946/7)	116,23	141	73,1

B.

Rios	Bassin, en km²	Module min. 1947 1/sec./km²	Module max. 1947 1/sec./km²	Module moyen 1947 1/sec./km²
Dubra	103	3,010	360,194	37,8
Tambre	1 100	3,363	220	21,6
Miño, amont	19 600	1,582	167,092	14,569
Miño, aval	15 005	1,866	178,073	19,382
Eo	680	7,422	162,06	22,08
Oitaven embouch.	333	4,94 (année moyenne)		

Les graphiques représentant les courbes de fréquence des débits pour l'année 1947, ou les régimes pour la période 1943/4 à 1947/8 illustrent assez bien les mêmes contrastes. Y sont d'abord remarquables les modules caractéristiques d'étiage : jamais trop bas, et sans doute égaux ou supérieurs à leurs homologues en plaine océanique (3). Surtout, les modules des crues ordinaires sont considérablement gonflés (4), et plus élevés qu'en domaine océanique tempéré.

Comment expliquer l'originalité de ce régime ? Le régime des précipitations lui-même contrasté en est certainement la clef; mais cela suppose que certaines nappes tarissent très

(1) Pour les rivières à régime méditerranéen, les valeurs sont comprises entre 0,01 et 0,1 (cf. G. Remenièras (413), p. 134.

(2) V. Masachs Alavedra (315), p. 382.

(3) Le Servicio de Aforos del Norte de España estime même les modules d'étiage dans les têtes de bassin à 5 l/sec/km² et dans les cours moyens et inférieurs à 3,4 l/sec/km² pour les petits organismes; sans doute s'agit-il des D.C.E. plutôt que des étiages maxima.

(4) Le même service indique des modules de 1 000 l/sec/km² en crues ordinaires et jusqu'à 2 ou 3 m³/sec/km² en crues extraordinaires. Ces valeurs sont nettement exagérées, croyons-nous, et non applicables en Galice.

vite, et que les sols et régolites soient peu épais. Or, la faible épaisseur de ceux-ci sur les parties hautes des versants — quand ce n'est pas leur absence — est un phénomène courant. De plus, dans les parties basses, nous avons constaté fréquemment la présence de sédiments argileux (responsables de « **gandaras** » et « **brañas** » vite marécageuses) que l'arène ne recouvre que médiocrement. Aussi, il nous semble que l'écoulement superficiel et subsuperficiel doit être important ici, entraînant la rapidité du gonflement hivernal, mais aussi celle du tarissement estival. A cette période, les sources perennes et les multiples petites « fuentes » nées de la circulation de l'eau dans les diaclases ou fissures des roches fonctionnent encore. Les pluies sporadiques mais non négligeables de juin à septembre doivent d'autre part justifier aussi les débits d'étiage plus élevés qu'en pays méditerranéen, d'autant que leur évacuation est rapide, sans intervention d'une évaporation considérable.

Conclusion : Le rôle morphologique de ces cours d'eau.

Si nous avons insisté sur l'importance des ramifications élémentaires dans l'organisation du drainage, comme sur le caractère contrasté de l'écoulement, ce n'était pas pour suggérer un façonnement du relief commandé par le ruissellement ou par des rivières torrentielles. A l'heure actuelle tout au moins, la région est essentiellement modelée par une hydrographie organisée. Peu de griffures béantes et récentes, peu de formes de solifluxion actives. La densité du tapis végétal freine l'efficacité d'un ruissellement hydrologique pourtant possible. Les systèmes de pente hérités de la tectonique et sans doute de systèmes morphoclimatiques anciens (sans parler des chemins creux !) canalisent l'écoulement et facilitent la concentration des eaux.

Les profils en long présentent des fortes pentes généralement, même à l'aval (1). Les profils concaves sont souvent tendus (Miño, Allones). Certains sont concavo-convexes (tel est le cas du Tambre, de l'Eume ou du Jallas), ou concaves brisés par une forte convexité (Umia) (v. planche hors-texte n° 9). Tous assurent, dans des lits fluviatiles toujours pourvus, l'évacuation des débris d'altération des roches cristallines, sables et limons. Les fragments plus grossiers forment parfois des pavages dans les lits mineurs, où s'observent quelquefois aussi des sections rocheuses. Doit-on penser que malgré les pulsations de régime, l'érosion fluviatile reste faible ? ou qu'il s'agit de profils jeunes ou rajeunis ? Les deux sans doute. L'érosion est faible à l'amont, tandis que les conséquences indirectes de l'eustatisme et de la tectonique sont plus sensibles vers l'aval. L'état des berges vient confirmer la modeste action des eaux. Pas d'embâcles; les berges abruptes sont peu hautes, peu avivées quoique irrégulières. La végétation s'y développe bien et si elle est fréquemment partiellement déchaussée, cela n'atteste qu'un sapement limité, sous racines.

Au total, notre région se rangerait volontiers dans la catégorie des « pays océaniques dont le total pluviométrique est élevé », cf. M. Derruau (2). Mais si le sol y est souvent saturé, les glissements de terrains n'y sont que peu fréquents et si les rivières ont un régime spasmodique, elles n'exhaussent point leur lit. Nous en trouverons la justification dans le régime des versants en fonction de l'altération et dans les conditions paléoclimatiques que la Galice a connues au Quaternaire.

(1) V. Masachs Alavedra (**315**) cite pour les cours d'eau moyens et inférieurs des pentes de 0,0054 (0,54 m/km) pour le Miño, de 0,010 pour l'Eume (1,50 m/km), de 0,0072 pour le Tambre (0,70 m/km), 0,0147 pour l'Eo (1,47 m/km). Ces chiffres reflètent la présence générale de ruptures de pente à faible distance des embouchures (p. 382).

(2) M. Derruau (**133**), p. 175.

III. — L'OCÉAN ET LES VENTS PRÈS DES CÔTES

Il est difficile d'entreprendre la présentation de l'ambiance marine qui baigne la région. La Galice est largement offerte sur l'Atlantique, qu'il s'appelle Océan (Ouest) ou « mer cantabrique » (Nord). Le littoral se trouve soumis directement aux houles du large, comme aux vents océaniques, et la dynamique de ses côtes devrait en apparaître relativement simple. En fait, la difficulté vient du manque de documentation concernant les choses de la mer, malgré l'importance qu'elles prennent dans la vie du pays. La météorologie des régions côtières n'est pas aussi déficiente, mais les données anémométriques habituellement fournies ne sont pas directement utilisables partout où cela serait souhaitable.

Nous devons à M. le Directeur Régional de la Météorologie de la Corogne la connaissance de la force des vents à la côte en fonction de leur direction pour la Corogne et Finisterre, et à I. Asensio Amor celle qui concernent Ribadeo (1). En l'absence de renseignements valables pour le secteur Sud, nous l'avons établie à partir des données fournies par l'observatoire de Porto. Ainsi disposons-nous d'une maille lâche, mais suffisante, semble-t-il, de renseignements intéressant au premier chef la dynamique de la côte. Il est plus embarrassant de pallier le manque de données océanographiques. Des indications habituellement publiées concernent la chimie de l'eau ou la biologie, ou encore la physique statique : mais il importe plus au baigneur qu'au morphologue de trouver en Galice des eaux anormalement froides pour la latitude, car cela est sans effet majeur sur les roches cristallines (2).

Par contre la déficience de nos connaissances en ce qui concerne les houles et les courants est grave. Nous avons pu toutefois aborder ces aspects à l'aide des Instructions Nautiques et des cartes d'un atlas, fruit de la compilation d'observations effectuées dans l'Atlantique Nord, qui nous furent communiquées par l'Office de la Météorologie Nationale. Les indications les plus utiles concernent trois secteurs que nous nommerons **A, B, C,** et qui se situent : **A** vers 45° 50′ N et 11° 25′ W; **B** vers 41° N et 11° 50′ W, et **C** vers 45° 40′ N et 5° 40′ W (W. Greenwich). Elles portent sur les houles, leur direction, leur fréquence et leur force (3).

A) Houles et vents dans les parages de la Galice du Nord-Ouest et de l'Ouest

Le secteur compris entre le Cap Barès et le Cap Vilano nous paraît devoir dépendre des houles du large telles que nous les définit le secteur d'observations **A.** On y constate une prédominance constante des houles de Nord-Ouest et d'Ouest. Tout au long de l'année sans exception, les ondes de Nord-Ouest ont le maximum de fréquence (22 à 38 % des observations). Celles d'Ouest viennent ensuite (17 à 31 %) pendant 11 mois sur 12. A elles deux, ces houles comptent pour 42 à 65 % selon les mois. Soulignons aussi qu'il s'agit des plus violentes et sans doute des

(1) I. Asensio Amor et J. Suarez-Acevedo (16).

(2) Cette caractéristique a fait dire à certains spécialistes de la mer que le courant froid des Canaries s'amorce là (449). De fait diverses mesures effectuées d'Avril à Décembre par 7 à 10° de longitude W donnent des valeurs en surface de 13 à 15° C seulement entre le 44° et le 45° Parallèles, contre 15 à 18° entre 43° et 44° de latitude Nord, et 15 à 19° entre le 42° et le 43° Parallèles, soit des températures très voisines de celles du Point K (15° à 18°,7). *Cf.* Observations de « la Calypso » (été 1958); de la « Jeanne d'Arc » (mai 1957, juillet-août 1958 à novembre 1958); de « l'Ingénieur Hydrographe Nicolas » (octobre 1955); « Amiral Mouchez » (avril 1954).

(3) V. bibliographie **G4, G5.**

plus efficaces. D'octobre à avril, 38 à 61 % des ondes de NW, et 42 à 62 % de celles d'Ouest correspondent à des forces égales ou supérieures à 5 Beaufort. Et pendant l'été, un quart ou un cinquième encore des houles venant de ces directions sont considérées comme fortes. Ainsi, il est sûr que parmi les directions de fetch du large, ce sont les plus notables et les plus agissantes.

Il ne faut cependant pas négliger la propagation des ondes venues du Nord, car la côte de la région considérée a une articulation qui multiplie les ouvertures vers le Nord et le Nord-Ouest (accidents tectoniques SE-NW et Nord-Sud, rias...). 10 à 15 % des houles viennent de là et sont susceptibles de s'ajouter à celles dont nous venons de parler; mais on doit dire qu'elles paraissent faibles ou moyennes et n'interviennent notablement que d'avril à octobre. Les caractéristiques théoriques des houles telles qu'elles ressortent de plans de vagues seraient une longueur d'onde de 252 à 318 m et une hauteur de 9 à 9,50 m quand la provenance est du Nord-Ouest; (ports de la Corogne et de Cariño (ria de Ortigueira), et de Sada — ria de Betanzos —) et 310 m et 6,75 m pour celles du Nord-Ouest (Port de Camelle). Bien entendu, les valeurs réelles sont moindres, mais ces chiffres soulignent leur ampleur.

Au-delà du Cap Finisterre, vers le Sud, le littoral fait face à l'Ouest-Sud-Ouest. Il est donc susceptible d'être intéressé par un autre système de houles. En fait, celles de Nord-Ouest continuent à prédominer dans les observations du secteur **B**; (24 à 36 % des houles pendant 10 mois sur 12) et l'association avec celles d'Ouest reste valable en hiver, comme avec celles du Nord en été. Notre région, située à mi-distance en latitude des secteurs **A** et **B** subit donc un régime de houles sensiblement identique à celui de la côte Nord-Ouest (1). Les ondes du Sud-Ouest sont peu représentées. Dans le secteur **A** leur fréquence est de 7 à 10 % de mars à août, de 10 à 14 % des observations de septembre à février. Pour le secteur **B** elle n'atteint que 10 % en décembre et janvier et tombe en dessous de 10 et parfois devient nulle le reste de l'année.

Ainsi, le Sud du littoral galicien connaît grossièrement les mêmes conditions issues du large que le Nord-Ouest. Pourtant l'orientation de la côte est susceptible d'engendrer au moins localement une dérive vers le Sud, que les caps avancés des rives Nord des rias doivent déformer, et qui pourrait être plus continue sur la côte au Sud de Bayona et au Portugal. Les conditions générales sont, bien entendu, modifiées par celles que créent les vents dans le domaine côtier (V. fig. 8).

Les données anémométriques recueillies pour la Corogne, Finisterre et Porto révèlent que la dynamique créée par les vents n'est pas fondamentalement différente de celle qui procède des houles. La force résultante des vents efficaces est Ouest-Est à la Corogne, tandis que le fetch principal paraît être d'Ouest-Nord-Ouest en moyenne. Au cap Finisterre, la résultante des vents forts vient de Nord-Nord-Ouest, créant un écart plus notable, mais encore peu exagéré (houles de Nord-Ouest). Pour Porto, la coïncidence du fetch principal et de la résultante des vents est remarquable (tous deux de Nord-Ouest). Il va sans dire, toutefois, que sur un littoral aussi échancré que le nôtre, vont jouer une multitude de conditions locales et que tout ceci ne vise qu'à définir l'ambiance générale.

On peut en compléter la présentation en insistant sur la fréquence des coups de vents et des tempêtes. La saison « privilégiée » est bien entendu l'hiver. Les vents de plus de 6 Beaufort comptent pour 34 à 40 % des observations de plus de 2 Beaufort en novembre, décembre et janvier, et pour 25 à 30 % en octobre et février au large, par 45° lat. N. et 18° long. Ouest (Gr). A la côte les vents supérieurs à 8 Beaufort représentent 10 % ou davantage des relevés de décembre-janvier-février, et entre 5 à 10 % en mars-avril, et octobre-novembre dans le tronçon entre Cap de Barès et le Cap Vilano, le plus exposé. A la Corogne, les vitesses de vent de 8 à 10 nœuds apparaissent en moyenne 3 à 4 jours par mois en hiver. La côte Sud-Ouest semble moins violemment battue; la fréquence des vents supérieurs à 8 Beaufort tombe en dessous de 10 % en hiver

(1) Dans le secteur **B**, les houles de NW sont également très fortes (40 à 56 % supérieures à 5 Beaufort) de même que celles d'Ouest (33 à 58 %) dans la période d'octobre à mars. A elles deux, elles constituent 50 à 60 % des systèmes d'onde observées en cette saison. D'avril à septembre, les ondes du Nord et Nord-Ouest représentent de 45 à 72 % des houles, mais leur violence est atténuée; moins d'un quart d'entre elles atteint ou dépasse 5 Beaufort.

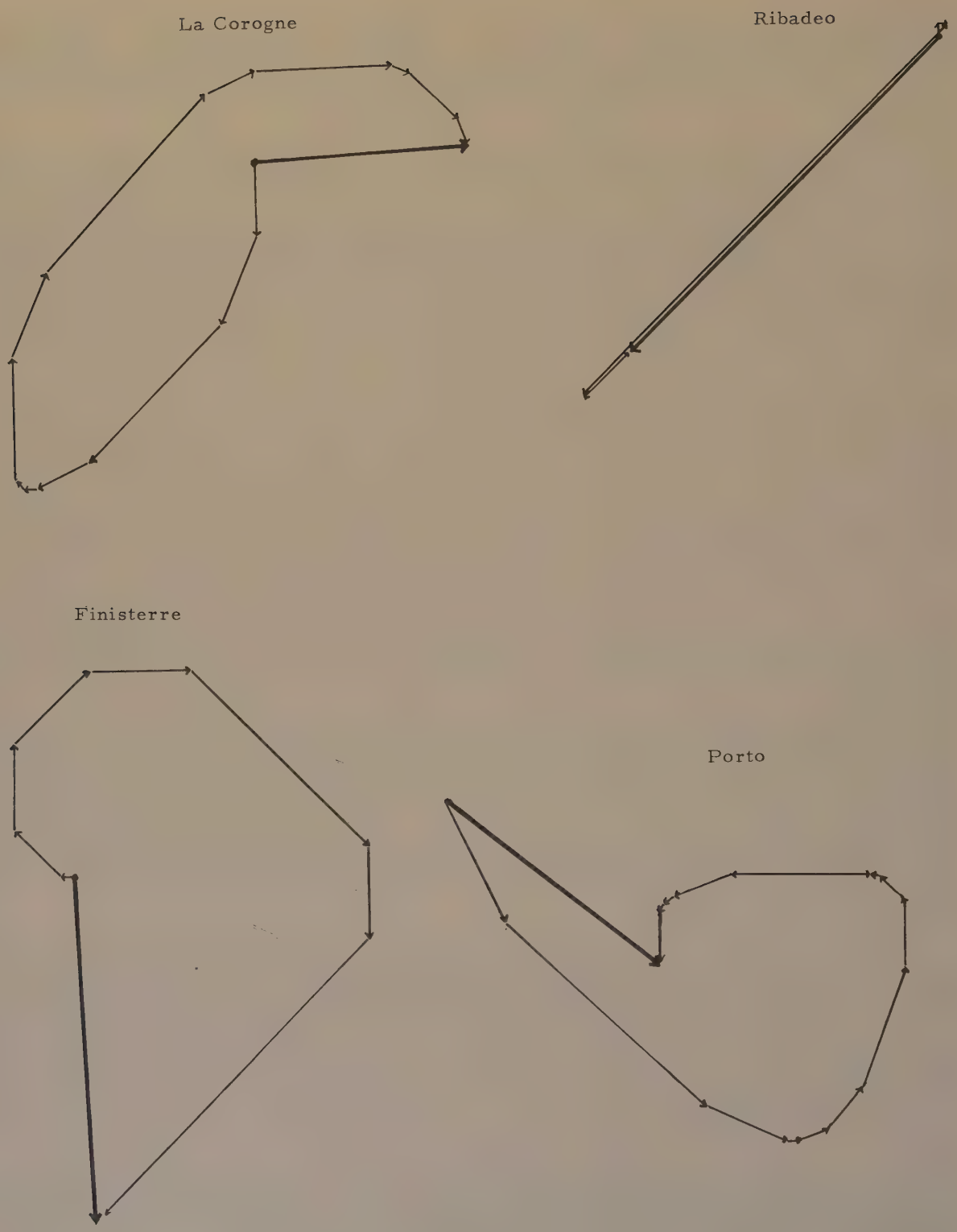


Fig. 8. — Résultantes des vents forts

(novembre-avril) et reste inférieure à 5 % le reste de l'année. Porto toutefois enregistre encore des vitesses de vents de 10 à 11 nœuds durant le premier trimestre 3 fois par mois.

B) Les houles et les vents dans le Golfe de Gascogne

Le littoral cantabrique se distingue des autres secteurs côtiers de Galice de plusieurs manières : par son orientation, et par le régime des vents surtout. Les houles, elles, sont peu différentes en direction, puisque dans le secteur-témoin C, les ondes de Nord-Ouest représentent 25 à 45 % des situations observées et constituent la majorité relative des houles. Viennent ensuite, et en proportion presque égales en hiver, les ondes d'Ouest (plus de 25 % des cas de novembre à mars). Les trains de vagues de ces deux directions forment donc 50 à 65 % des houles, et correspondent au fetch prédominant, d'autant que ce sont là encore les plus violents. Il arrive en hiver que plus de la moitié des houles de ces secteurs créent une force de plus de 5 Beaufort. Compte tenu de l'orientation face au NE du littoral entre les Caps de Barès et Burela, puis face au Nord plus à l'Est, c'est sur ce dernier tronçon que de telles houles ont leur efficacité maximum. Leur arrivée oblique engendre, en hiver, ainsi que l'indiquent les « Instructions Nautiques », une dérive portant à l'Est et pouvant atteindre la vitesse de 2 nœuds (1).

L'ensemble de la côte est cependant plus exposé aux houles de Nord et de Nord-Est. Or, au large (secteur C), les houles de Nord-Est ne sont pas représentées et celles de Nord restent occasionnelles : (7 à 14 % des observations de février à décembre, avec un maximum en août de 17 %); en général elles n'ont qu'une force réduite ou moyenne. A la côte, le régime des vents prend alors une importance considérable pour la dynamique littorale.

La résultante des vents forts, établie pour Ribadeo montre, si l'on élimine les vents venant de l'intérieur du pays, une prépondérance quasi exclusive des vents du Nord-Est, en été surtout. Il est alors naturel qu'à cette saison un courant se fasse sentir près des rivages, en direction de l'Ouest et du Nord-Ouest cette fois (2). Cette côte, plus ou moins défilée des houles violentes, est moins soumise aux tempêtes; passé le Cap de Barès en direction de l'Est, la fréquence des vents supérieurs à 8 Beaufort se tient autour de 10 % seulement des observations de décembre à février, autour de 5 % en mars-avril et octobre-novembre, et reste inférieur à 5 le reste de l'année.

Les conditions rencontrées dans le Golfe de Gascogne s'individualisent par conséquent assez bien, surtout par rapport au secteur qui leur fait suite à l'Ouest, et tourné face au Nord-Ouest. Mais la morphologie littorale n'y gagne guère en diversité car, on le verra, les aptitudes de la côte « cantabrique » en faveur de formes d'accumulation sont fort médiocres.

C) Les marées et leurs courants

Les côtes de Galice sont soumises à des marées que l'on peut considérer comme assez fortes. Les marnages, en périodes de vives eaux (coefficient 0,93) oscillent entre 3,20 et 3,60 m; les marnages maxima possibles (coefficient 1,20) atteindraient presque partout plus de 4 mètres. Le tableau X en donne les modalités au long de la côte de notre région (en mètres).

(1) Instructions Nautiques (G1), p. 108-109.
(2) *Ibid.* (G1), p. 108-109, et I. Asensio-Amor (10) et (16) pour la dynamique des vents à la côte.

TABLEAU X. — *La marée dans quelques ports de Galice*

Ports	Unité de hauteur	Marnage marée moy. de vives eaux, coeff. 0,93	Hauteur max. par coeff. 1,20	Hauteur max. en pleine mer de V.E.	Hauteur max. en pleine mer de M.E.
La Guardia	1,60	3,20	3,80	3,20	
Bayona	1,69	3,38	4	—	
Vigo	1,66	3,32	—	3,6	2,8
Pontevedra	1,62	3,24	3,80	3,4	2,6
Arosa	1,70	3,40	4,10	3,6	2,8
Noya/Muros ...	1,69	3,38	4	—	—
Corcubion	1,61	3,22	3,80	—	—
Camariñas	1,73	3,46	4,10	4,10	3,40
La Corogne ...	1,73	3,46	4,27	3,70	2,85
Le Ferrol	1,80	3,60	4,24	3,85	2,95
Cedeira	1,80	3,60	—	4	3
Vivero	1,75	3,50	—	4	3,1
Ribadeo	1,75	3,50	—	4	3,1

En prenant comme station-type la Corogne, on peut schématiser sur un graphique les positions successives principales du trait de côte par rapport au niveau moyen (fig. 9).

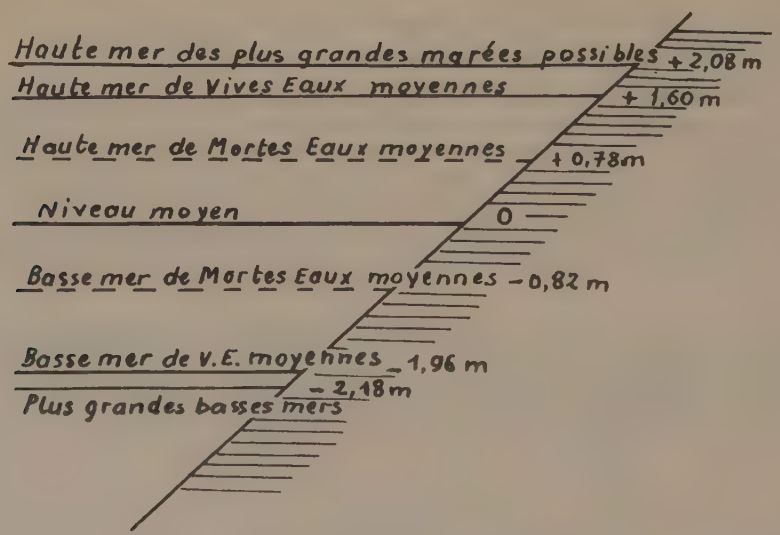


FIG. 9. — Les niveaux de la marée à la Corogne

Ce marnage de quatre mètres environ sur les côtes galiciennes crée des conditions favorables à l'établissement de courants :

— Les rias sont des lieux propices à des mouvements « alternatifs », surtout les plus profondes et les mieux calibrées. Les vitesses signalées à mi-marée atteignent 3 nœuds (5,5 km/h) dans les rias de Ribadeo et du Ferrol, un peu plus de 2 nœuds dans l'estuaire du Miño (sauf quand des crues renforcent le jusant; le courant atteint alors 4 à 5 nœuds) (1). La ria de Vigo

(1) Instructions Nautiques (G1), p. 114, 136 et 163.

connaît des courants de 0,5 à 1 nœud. Dans l'Estrecho de Rande, ils sont estimés à 1,3 km/h tandis que devant le port même de Vigo, ils ne seraient que de 0,4 à 0,80 km/h (1). Dans celle de Vivero ils ne dépassent pas 1,5 nœud. Dans les rias plus ouvertes, leur force faiblit (ria del Barquero) ou bien ils se subdivisent (ria de Arosa). Ils ne reprennent quelque intensité que quand ils coïncident avec la poussée du vent. Ainsi, dans la ria de Arosa, un courant s'établit alors entre la presqu'île de Grove et l'île Salvora avec une vitesse de 1,3 km/h, tandis qu'à hauteur de Tragove (entre l'île de Arosa et la côte) il n'atteint que 0,5 km/h (2).

Le long des côtes, hors des rias, les ondes de marée s'accompagnent de courants rotatifs semble-t-il. Ainsi, dans le golfe de Foz les courants sensibles à petite distance du rivage portent à l'Est (flot) puis à l'Ouest (jusant) : de la pointe de Barès au Cap Prior, le flot porte au Nord-Ouest et le jusant au Sud-Ouest, tandis qu'au-delà vers les îles Sisargas, des courants vers l'Est correspondent au flot et d'autres vers l'Ouest sont ceux du jusant. Ces derniers forment alors des remous dans les baies et en face des pointes (3). Leur violence est renforcée quand la mer est grosse.

Au total, les courants ne paraissent pas particulièrement forts, et à part leur rôle dans l'entretien des chenaux d'estuaire, on peut dire qu'ils ne perturbent pas la dynamique créée par les houles et les vents. Par contre, comme il est normal, la marée est suffisante pour permettre le développement de belles vasières dans les parties abritées des estuaires et dans les baies profondes. Leur étude sera entreprise avec plus de détail, comme celle des formes d'accumulation résultant de toutes ces conditions, le moment venu.

(1) F. Saiz, M. Lopez-Benito et E. Anadon (449), p. 64 et Instructions Nautiques (G1), p. 184.
(2) Mémoire inédit, communiqué par M. l'Ingénieur Directeur du Service du port de Villargarcia de Arosa (G2).
(3) Instructions Nautiques (G1), p. 108, 125 et 131.

DEUXIÈME PARTIE

LES UNITÉS MORPHOLOGIQUES DE LA GALICE DU NORD-OUEST

Dans une étude poussée d'un territoire jusqu'ici encore trop peu analysé dans le détail par les géographes, il est nécessaire de dégager d'abord les ensembles régionaux (au sens d'unités naturelles). L'ordre de présentation est dicté par la logique, ce qui nous amène à suivre les unités morphologiques de l'intérieur du pays vers la côte puisqu'aussi bien les articulations du littoral résultent de l'aboutissement à la mer des éléments structuraux et des reliefs continentaux. Mais il est prudent de partir, pour ce faire, des secteurs où les traits du paysage sont les plus caractéristiques et où les formes peuvent être définies avec le plus de certitude.

Nous pensons que les plateaux du Nord-Ouest de notre région répondent à ces critères. Les traits géologiques de base sont clairs. Les roches qui affleurent de façon assez homogène sur de vastes étendues engendrent des paysages relativement peu variés, vite reconnaissables. La tectonique « en grand » permet le découpage en unités un peu plus restreintes mais d'extension suffisante pour que les caractères liés à la lithologie restent visibles. Surtout les formes de relief peuvent être expliquées, dans leur genèse, et leur évolution partiellement précisée, grâce à des dépôts corrélatifs du façonnement et de l'évolution de ce modelé.

Posant ainsi les premiers jalons chronologiques de l'histoire géomorphologique, et ainsi « assuré sur nos arrières », nous pourrons aborder, avec des faits étayant nos hypothèses, l'analyse des secteurs moins pourvus en éléments d'explication.

Les relations entre les plateaux du Nord-Ouest et les secteurs environnants devront, dans la démarche que nous adoptons, être solidement établies. De ce point de vue encore, nous bénéficions ici de repères qui sans être très riches d'indications, permettent de prolonger certaines interprétations. Leur insuffisance partielle amènera aussi par contre, dès cette étape, à poser les premiers problèmes.

CHAPITRE PREMIER

LES PLATEAUX DOMINANT, A L'EST, LES « RIAS CENTRALES »

Cartes géologiques fig. 11 et 68; cartes hors-texte n° 1, 2 et 7

Quiconque gagne le littoral de Galice par les routes partant de Lugo vers Le Ferrol ou vers la Corogne, ne peut manquer d'être frappé par le contraste des paysages rencontrés au long de ce trajet. Quittant une ville située à 454 m d'altitude, il gagne le niveau de la mer après avoir circulé longtemps sur des horizons de plateaux. D'abord, après avoir emprunté l'ample vallée du Miño supérieur aux versants surbaissés et fuyants, sur 15 km jusqu'à Rabade, on atteint vite par l'entremise de deux affluents du Miño (rios Ladroil et Parga) de mornes solitudes de landes tourbeuses. La Brãna de Boedo, près de Guittiriz (480 m alt.) en offre un aspect des plus typiques. Si l'on a choisi la route conduisant au Ferrol, les mêmes horizons plats sont atteints dès que l'on est passé du bassin du Miño à celui du rio Ladra pour gagner Villalba (492 m alt.). Tout au plus a-t-on longé quelques reliefs culminant à 520-530 m. Bref, l'ample « cuenca » dénommée par les morphologues « bassin de Lugo » (1) étend des diverticules assez loin vers le Nord-Ouest.

Soudain, assez brusquement, les plateaux se heurtent à l'Ouest à une « barrière montagneuse ». « Montagne » plus par la continuité que par l'altitude ! Du Sud au Nord, se succèdent et se relaient les Sierras de Coba de Serpe (650 à 838 m alt.) et de la Loba (620 à 740 m), les Montagnes du Bouza (630 m) et de Peña Grande (560 à 600 m). Leur front abrupt du côté de l'Est rend très apparente la dénivellation séparant leurs sommets des plateaux étendus 100 à 300 m en contrebas. Mais ce ne sont guère non plus des « sierras » car leurs profils restent émoussés. Du moins sont-elles allongées et étroites, et relativement continues. Le verrouillage des plateaux, au Nord-Ouest, est plus complexe. Au-delà de Villalba, la barrière est bien plus massive, faite de la jonction de plusieurs reliefs : Montes de la Goa (871 m), Coto de Quintas (802 m), Monte Carba (850-905 m), Peñas Mouras (958 m). Ces sommets se soudent aux reliefs compacts de la Galice nord-orientale.

A l'Ouest, le passage est facile. A la faveur d'un col coté 480 m, les plateaux sont reliés à d'autres développés à la même altitude, au pied occidental des sierras, et qui n'en sont sans nul doute que la continuation. Au Nord-Ouest, leur continuité est moins bien assurée. La route doit emprunter deux bassins successifs qu'elle prend en enfilade. La vallée du rio Trimaz, développée entre les Montes de Peña Grande et les Montes Espino et Alto da Mama, permet la pénétration des plateaux de 450-500 m « en coin » dans l'articulation des sierras de l'Ouest et du Nord. Le col, à Cabreiros, garde cette même altitude sur 2 km de large. On débouche alors sur un bassin assez bien verrouillé que nous nommerons « Bassin de Roupar ». Par l'entremise d'une vallée qui cette fois n'appartient plus au système du Miño, mais à celui du rio Eume, l'accès est ouvert en direction de l'alvéole de Puentes de Garcia-Rodriguez, long de 7 km et cerné de reliefs de tous côtés.

Pendant ce trajet, les altitudes ont subi quelques modifications. Dans le bassin de Roupar, les cotes s'abaissent à 439 m et même 420 m sur les rives du rio Chamoselo. Puentes de Garcia-

(1) P. Birot et L. Solé-Sabaris (57), p. 29.

Rodriguez se situe à 343 m et l'ensemble de l'alvéole entre 350 et 360 m. Par contre, les éléments de plateaux sont passés progressivement de 460 à 480 m puis 560 m de part et d'autre du rio Chamoselo (cours supérieur). Les cotes atteignent 520 et bientôt 600 m à l'Est et au Nord du Bassin de Puentes de Garcia-Rodriguez. En même temps, l'aspect de plateau uniforme s'atténue et sur quelques kilomètres, fait place à une topographie plus irrégulière.

Toutefois, dès que sont franchis les reliefs qui verrouillent les bassins, on retrouve les paysages de plateau à profil plane. Leur raccord à ceux qui flanquent les sierras à l'Ouest peut être établi, quoique la zone de transition soit encombrée de buttes aux contours sinueux et aux altitudes variables. C'est ainsi qu'un rameau divergent des sierras étend les cotes supérieures à 650 m en direction du N NW : Mte del Raño (792 m), Pendella (712 m); que se développe la masse en étoile des Montes de Bouzamayor (650-680 m); et que culmine, isolé, le Fontardion (667 m).

Brutalement, à 8 km ou même parfois à 5 km de la côte, le voyageur découvre à ses pieds, dénivelée de 350-400 m, la vaste dépression appelée parfois en Galice « Golfe des Mariñas » ou « Golfe brigantin ». A vrai dire, c'est avant tout une zone relativement basse, mais à topographie variée, dans laquelle s'ouvrent, en un faisceau convergent, les rias du Ferrol, d'Arès, de Betanzos et de la Corogne, pièces maîtresses des « rias centrales ».

La descente se fait par paliers; la forêt succède à la lande et les cultures aux pinèdes : houblons, céréales, légumes couvrent les interfluves. Pays riant, où les eaux sombres et calmes des rias pénètrent au milieu d'un puzzle de bocage à mailles lâches, fait des taches ocres des labours et vertes du maïs ou des prairies.

Mais il nous faut nous attarder longuement sur les hauteurs. Dans les itinéraires, trois familles de formes se sont imposées à nous comme thèmes principaux du paysage : plateaux, sierras ou buttes culminantes, bassins, dont nous allons tenter de préciser le modelé et la génèse.

A. — LES SURFACES PRINCIPALES

Les plateaux décrits plus haut méritent en effet cette appellation car le plan topographique ne reflète que rarement les nuances lithologiques. Le vieil et vaste aplanissement s'étend indifféremment sur les schistes sériciteux, les schistes cristallins et les granites intrusifs. C'est seulement à l'aspect des chicots résiduels que l'on peut enregistrer les changements de roches.

1) Leur extension Nord

Elle est facilement analysée par l'itinéraire qui conduit de Sta Maria de Ortigueira à Puentes de Garcia-Rodriguez. Le niveau de cette haute surface est atteint vers le kilomètre 10 de cette route. Il s'étend sur des schistes cristallins, très feuilletés, presque ardoisiers parfois, partout très fortement redressés. L'orientation générale des plans est tournée vers le N-NE et le plongement vers le Nord-Ouest. Ces roches fragiles sont indurées par une trame particulièrement dense de quartz, développée entre les feuillets ou formant des filons plus massifs (orientation également au NNE (N 210 à 230 gr). Elles sont flanquées à l'Est, tant dans la partie orientale de la Sierra de Coriscada que dans celle de Faladora, par les affleurements de l'Ollo de Sapo. Ce conglomérat constitue aussi la masse rocheuse de Los Dozaus (1). La topographie n'en est pas moins admirablement plane; seules font saillie de quelques mètres (5 à 15 m) les bandes schisteuses par trop

(1) I. Parga Pondal (383).

Sierra de la Faladora.
Surface supérieure éogène aux interfluves planes sur schistes cristallins. Filons de quartz concordants en saillie (*galiñeiros*). Rajeunissement modéré du relief par les rios du versant cantabrique.
Au fond, éléments résiduels des sierras.

Vallée de fracture du rio Castro (NW-SE).
Surface d'aplanissement éogène largement étendue sur sa rive Sud (au fond) ; roches gneissiques.

Emboîtement des deux niveaux éogènes,
à hauteur du kilomètre 557,2 de la route Puentes-Villalba (route de Madrid).
Au premier plan, vallée du rio Trimaz encaissée dans l'épaulement aquitanien au Sud du bassin de Roupar.

« armées » de quartz. Les dénivellations ainsi réalisées, quoique d'importance modeste, n'en constituent pas moins des traits remarquables par leur continuïté et leurs flancs raides, presque subverticaux.

On se tient constamment ici vers 550-600 m d'altitude sur les interfluves. Les aspects les plus parfaits sont réalisés sur le Rego dos Laxe, le Rego dos Sapos, les Sierras Faladora et la Panda (*photo 61/7/3, planche I*). Les premiers vallons partent de ce niveau. Leur dessin, toujours sinueux, est d'abord peu marqué car ils ne sont creusés que de quelques mètres, avec des versants doucement convexes. De plus en plus, vers l'aval, l'enfoncement s'accentue, au point d'atteindre, sur les marges du niveau d'érosion, 100 à 120 m de profondeur relative. La forme des pentes reste convexe au sommet et à la base, le tronçon médian, rectiligne, s'étant allongé. L'entaille n'est sans doute pas toute récente, car la valeur moyenne des pentes n'est que de l'ordre de 25°. De plus, celles-ci comportent parfois des griffures ramifiées en « Y » qui traduisent les effets d'un ruissellement superficiel postérieur au rajeunissement, mais qui n'est plus qu'occasionnellement actif de nos jours.

Partout la lande. Une lande à bruyères, rase, qui tantôt laisse transparaître — dans les zones riches en quartz surtout — une pierraille de schistes, ou tantôt recouvre uniformément les régolites plus fins où la topographie de détail est plus continue. Jamais pourtant le manteau dû à la destruction météorique n'est épais ni le colluvionnement important.

La proximité du niveau de base cantabrique, rapproché encore par les rias profondes d'Ortigueira et del Barquero, entraîne la réduction des interfluves à l'état d'échines, qui restent pourtant allongées dans le sens général de l'orientation des schistes cristallins. Malgré leur étroitesse, ces lanières aplanies permettent de remarquer que la surface topographique s'incline nettement du Sud au Nord. On peut ainsi suivre la diminution de l'altitude générale de la Sierra Faladora à la Sierra de Coriscada, qui la prolonge sur 4 km vers le NNE; les cotes passent de 610 à 465 m (*cf. fig. 10, profil Vivero NW 2*). De même le Coto Roca (492 m) est le prolongement de la Sierra de la Panda (540 m) malgré la profonde coupure (360 m de dénivellation !) que crée le rio del Baleo. La pente générale peut se chiffrer aux environs de 15 m par kilomètre (1,5 %).

On constate aussi, avec quelque embarras, que les flancs de ces échines comportent souvent des épaulements, largement développés tant dans les schistes que dans l'Ollo de Sapo. Ainsi la Sierra de Coriscada est bordée à l'Est par un méplat large de 1,5 km (Bouzas), tronquant l'Ollo de Sapo vers 400 m d'altitude. L'ample col qui la sépare de la Sierra Faladora se situe à une altitude voisine et en est très certainement le prolongement vers le Sud. De même le flanc oriental de la Faladora, près de Grañas, comporte également un palier étalé sur 3 km, jusqu'aux abords du rio Sor. Il est lui aussi développé à 80-100 m en contrebas de la surface principale, vers 480-440 m d'altitude. Une extension d'importance voisine, au même niveau, forme les interfluves à l'Ouest de la Sierra de la Panda (échines de Pedre, de Toxeiro); au-delà vers le Sud de la coupure engendrée par la vallée du rio dos Sapos, un niveau de croupes vers 520-500 m doit en être l'origine (*cf. fig. 10, Profil Vivero NW-1*). Tous ces niveaux d'épaulement se trouvent situés 80 à 120 m plus bas que les sommets des lanières, et semblent partir du col qui se marque entre la Faladora et la Peña da Loba. Leur pente topographique est affectée du même plongement vers le Nord (pente de 16 m/km, soit 1,6 %). Nous insisterons aussi sur le fait qu'ils « communiquent » entre eux par les cols qui tronçonnent les restes en échine de l'aplanissement principal, et qu'ils conservent, sur leur surface, les mêmes traits de topographie plane. Seuls les chicots quartzeux sont plus rares.

On doit se demander si une telle disposition est due à des perturbations survenues au cours de l'élaboration d'une même surface, ou à un emboîtement de formes distinctes. Dans l'hypothèse d'une « péné-plaine », des dénivellations de l'ordre de 100 m sont admissibles. Mais s'agit-il effectivement d'une pénéplaine façonnée dans des conditions d'érosion normale ? Nous verrons que non. D'autre part, le niveau inférieur n'est pas développé linéairement, il ne représente pas davantage des vallonnements même très évasés, mais des épaulements continus et planes. Aussi sommes-nous plus enclin à le considérer comme la *marque d'un aplanissement distinct*. Nous écartons en effet une autre possibilité d'interprétation, qui consisterait à le considérer comme

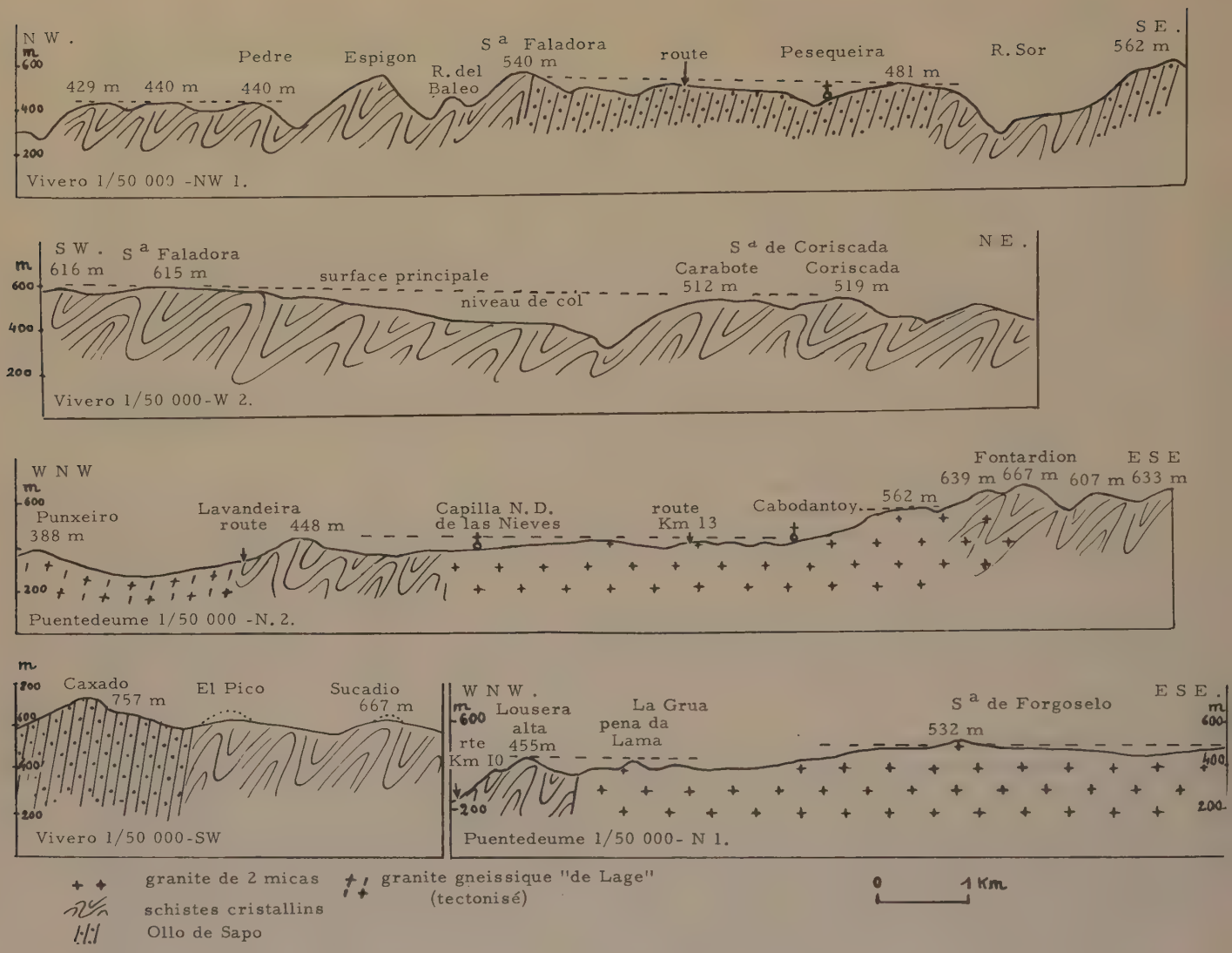


Fig. 10

un élément de la même surface que les plateaux supérieurs, dénivelé par failles. La sinuosité des contours, la constance de la dénivellation observée... et l'absence d'accidents NNE-SSW bien repérables nous font rejeter cette explication sur mesure.

La tectonique ancienne est marquée ici par des fractures, dont trois au moins ont été repérées entre Puentes de Garcia-Rodriguez et la ria del Barquero. Mais leur orientation est SE-NW (1). *A priori* on pourrait s'attendre alors à ce qu'ayant rejoué, elles aient tronçonné la surface et entraîné la réalisation de paliers de plus en plus abaissés vers le NE. On a vu qu'il n'en est rien et que la déformation subie donne l'aspect d'un plan incliné régulier. Elles ont donc été nivelées, et n'ont pas dû rejouer par la suite. On peut toutefois imputer à l'exploitation d'un de ces anciens accidents le vaste col qui sépare les Sierras de Coriscada et de la Faladora; la même fracture a sans doute aussi été utilisée par quelques rios pour une partie de leur tracé (rio Baleo, une branche de l'arroyo dos Castros et le rio San Pantaléon). Il serait vain par contre

(1) Cf. carte d'I. Parga Pondal (383).

LÉGENDE DES ESQUISSES GÉOLOGIQUES

CARTES n° 11, 28, 39, 47, 52, 59, 68.

1) TERTIAIRE & QUATERNAIRE

- sédiments néogènes et quaternaires
- marnes aquitaniennes

2) ECTINITES PROPRES AU N.W. DE LA GALICE

- schistes d'Ortigueira
- gneiss à grenats
- gneiss mylonitisés
- charnockites à amphibole, grenat, hypersthène
- éclogites

3) ROCHES A ELEMENTS BASIQUES DE L'W. DE LA GALICE

- amphibolites
- pyroxénites, serpentinites
- gabbros, norites
- a) gneiss alcalins fins
  b) gneiss alcalins grossiers
- gneiss & granites hyperalcalins amphibolitiques, à riebeckite, ferrohastingite
- schistes & gneiss (migmatites)
- intrusions basiques

4) ECTINITES & MIGMATITES DE L'W. DE LA GALICE

- schistes de Bergondo & d'Ordenes (embréchites ?)
- a) schistes sériciteux
  b) schistes sériciteux à passées grèseuses
- schistes métamorphiques
- schistes & gneiss migmatitiques
- gneiss oeillés (et glandulaires) à biotite, parfois amphibolitiques
- granites gneissiques (2 micas, à orthose) = anatexites

5) GRANITES SYNTECTONIQUES

- granite à 2 micas, orienté
- granite non orienté (à 2 micas, grain moyen, homogène)
- a) granite à grain fin - b) aplite

6) GRANITES INTRUSIFS ET DIORITES

- granite de la Corogne a) grossier, hétérogène b) homogène, grain moyen
- granite type Pindo, et Traba (à biotite) riche en quartz
- granite à biotite (Caldas, Porriño)
- cornéenne
- granodiorites, granites trondhjémitiques

7) TERRAINS CAMBRO-SILURIENS (GALICE ORIENTALE)

- ollo de sapo (conglomérat infra-cambrien ?)
- schistes argileux, sériciteux, ardoisiers...
- schistes gréseux
- a) calcaires
  b) quartzites
- grès

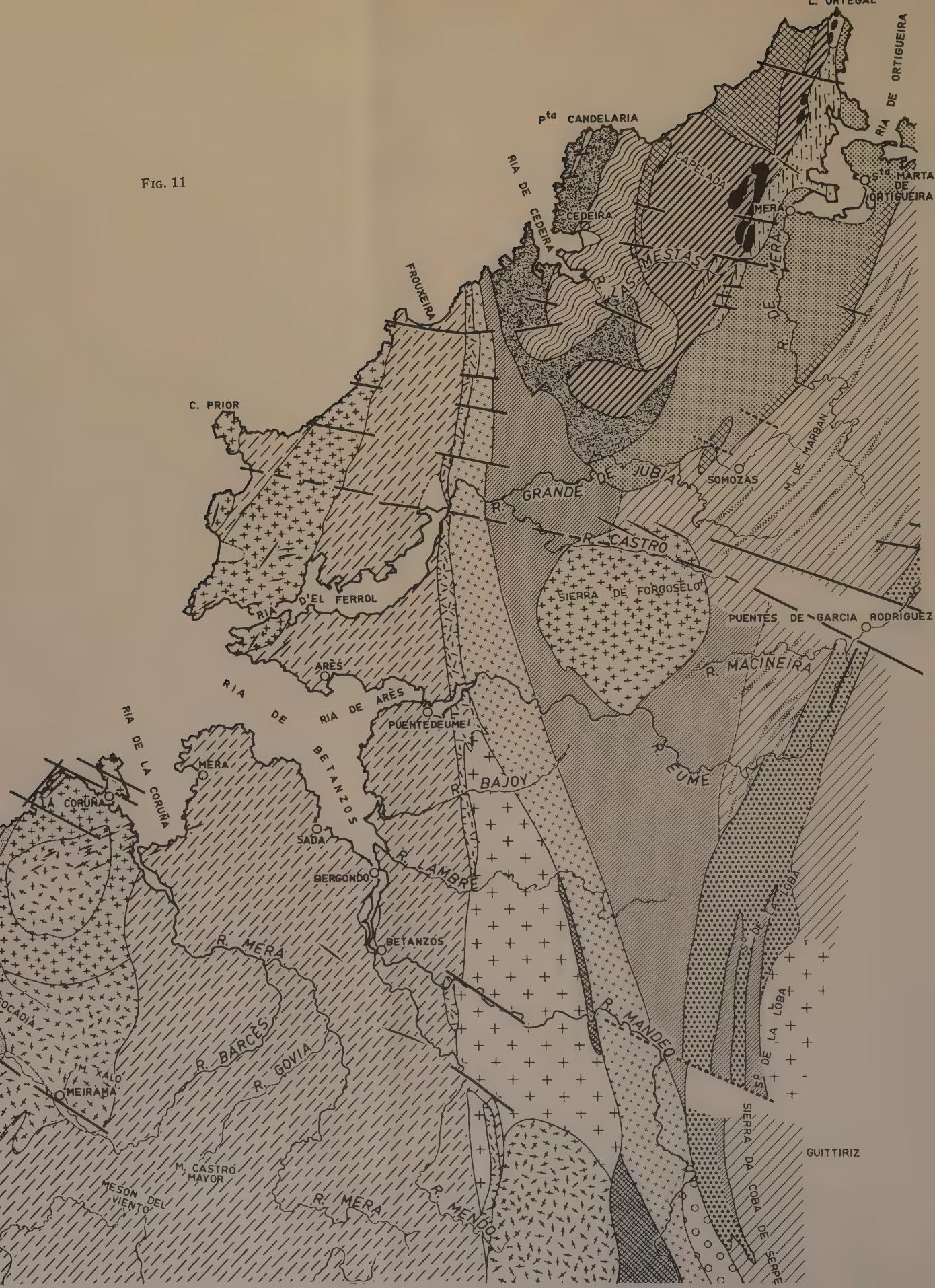
- failles — fractures probables
- filons de quartz — pendages
- plongement des couches
- Limites d'affleurement: sûres / probables

Esquisses établies d'après les cartes d'I. PARGA PONDAL, J.M. LOPEZ de AZCONA, NAVARRO, E. DEN TEX, IRSINGER, BALLI, VON RAUMER, et observations personnelles.

Echelle

0 2 4 6 8 10 Km

Fig. 11


C. ORTEGAL
RIA DE ORTIGUEIRA
Pta CANDELARIA
CAPELADA
Sta MARTA DE ORTIGUEIRA
RIA DE CEDEIRA
CEDEIRA
MERA
R. LA MESTA
R. DE MERA
FROUXEIRA
C. PRIOR
M. DE MARBAN
SOMOZAS
R. GRANDE DE JUBIA
R. CASTRO
SIERRA DE FORGOSELO
RIA D'EL FERROL
PUENTES DE GARCIA RODRIGUEZ
R. MACINEIRA
ARÈS
RIA DE ARÈS
RIA DE BETANZOS
PUENTEDEUME
R. EUME
RIA DE LA CORUÑA
MERA
R. BAJOY
LA CORUÑA
SADA
R. LAMBRE
BERGONDO
BETANZOS
R. MERA
R. BARCES
R. GOVIA
R. MANDEO
SIERRA DE LA LOBA
M. XALO
MEIRAMA
SIERRA DA COBA DE SERPE
GUITTIRIZ
M. CASTRO MAYOR
MESON DEL VIENTO
R. MERA
R. MENDO

de vouloir attribuer aux autres cassures une influence directe. Peut-être ont-elles ici guidé un cours d'eau, ailleurs aidé au développement d'un abrupt localisé. Mais cela est sans rapport avec leur longueur.

D'autre part, les deux niveaux d'érosion sont séparés par un talus dont la valeur moyenne de pente se situe vers 10-12°. A la base, une belle concavité assure un passage progressif. Nous ne déduirons de ce dernier trait rien de décisif, bien entendu, car il y a toutes chances pour que le dispositif en gradins ait subi une longue évolution. Ajoutons enfin que, dans le secteur étudié ici, les dénivellations autres que cet étagement sont de valeur bien moindre. Elles paraissent ressortir bien plus d'une dégradation lente que d'un inachèvement de l'aplanissement.

Les épaulements dérivent-ils alors du même processus d'érosion que les plateaux ? Furent-ils réalisés durant une même période d'aplanissement suffisamment longue ? S'agit-il de nivellement par pédiplanation ? Aucun dépôt superficiel dans le secteur étudié jusqu'ici ne peut aider à résoudre le problème de leur origine. Toutefois, la perfection des surfaces, peu oblitérée par l'érosion régressive sur les échines, la nature et l'aspect des chicots rocheux résiduels qui doivent à leur net dégagement une silhouette de « crêtes de coq » ou « **galiñeiros** » (nom local), tout cela suppose au préalable une forte altération différentielle sous laquelle le quartz a seul pu résister; (altération chimique disons-nous, car les filons et filonnets restent justifiables d'une fragmentation mécanique, et les plans de contact en donnent directement les contours et les versants). La topographie conduit donc davantage à l'idée d'un façonnement par pédiplanation, les pédiments étant de-ci de-là accidentés de micro-Inselberge quartzeux. Cette hypothèse d'un modelé hérité d'une phase sous climat chaud et humide se justifiera par ailleurs comme on le verra plus loin — § Bassin de Roupar, p. 80, et *seq.*).

Dès lors, le dédoublement de la surface principale en deux niveaux se comprend si l'on admet que la pédiplaine initialement élaborée a subi un soulèvement, voire une crise climatique. Dans cette dernière hypothèse, la pédiplaine est soumise à une érosion telle que des irrégularités (chicots) soient révélées (« Doppelte Einebungsfläche » de J. Büdel); surbaissée légèrement par dégagement de la surface de base d'altération, elle se trouve flanquée de glacis qui continuent à s'étendre sur son pourtour à un niveau un peu plus bas (1). Toutefois, il nous semble qu'une modification du climat ne peut seule justifier la régularité de la dénivellation constatée, car, comme le souligne J. Tricart (2), il y a un double front d'attaque : l'un souterrain, l'autre aérien. Ces deux fronts se confondent sur les mornes rocheux (sols absents, donc aucun « effet de compresse » et ruissellement ou désagrégation granulaire directement à même la roche saine). Ils se séparent au contraire dans les dépressions, où les altérites sont plus puissantes. Si la protection végétale disparaît, le départ du manteau meuble fait apparaître une surface rocheuse à une « profondeur » variable selon la résistance des terrains. Ce phénomène, nous ne l'excluons pas pour autant. Mais il a dû être associé soit à un relèvement modéré de l'ensemble du socle, soit à une modification du niveau de base du côté de l'Atlantique. La question sera reprise au Chapitre I de notre dernière partie. En tout état de cause, il n'est pas nécessaire de supposer la succession de deux longues périodes climatiques distinctes qui répondent chacune d'une des formes ainsi étagées. Aucun indice ne permet d'avancer des changements brutaux et évidents du climat; l'hypothèse d'un soulèvement relatif amorcé pendant une phase de pédimentation paraît cependant plus plausible. Seule peut être réfutée celle qui ferait du niveau inférieur une partie dénivelée de la surface supérieure.

Dans l'état actuel de notre connaissance de la région, il n'est pas prouvé non plus que la pédimentation responsable de ces niveaux ait réduit un relief très différencié. Tout au plus devrons-nous admettre la retouche d'une topographie héritée d'une évolution dont l'histoire posthercynienne ne nous est pas connue; retouche qui a donné naissance à ce que nous nommerons, après P. Birot et L. Solé (57), « les surfaces fondamentales » ou « surfaces principales ».

La « pédiplaine supérieure » que nous venons de décrire comporte aussi des reliefs plus importants que les crêtes quartzeuses. Dans cette région, ils se localisent en un secteur assez central par rapport à l'extension des surfaces planes. Les principaux d'entre eux sont : le Mte

(1) M. Derruau (133), p. 208.
(2) J. Tricart (509), p. 169.

Caxado (757 m) et les « picos » avoisinants (694-674 m), la Cumbre de Tras de Serra (676 m) situés à l'ouest du rio Sor. A l'Est de la même rivière, se distinguent le Penadombec (690 m), le Veiga do Junco, les Montes de Bustelo (757 m) et le Montouto (800 m). Leurs profils côniques parfois très irréguliers, parfois émoussés, les signalent d'assez loin (*v. coupe Vivero SW, fig. 10*).

Il est aisé de montrer qu'ils ne représentent pas des fragments plus soulevés de la surface principale, car de tous côtés on retrouve celle-ci bien développée. A l'Ouest du Caxado, c'est l'ensemble de croupes de la Panda da Da (640 m) et l'échine qui les prolonge en direction de Somozas, avec des altitudes avoisinant 600 m (Montecalvo); elle s'abaisse progressivement vers le Nord jusqu'à 500 m (Montes de Marrun). Au Nord, nous avons déjà rencontré la Faladora prolongée de la Sierra de Coriscada. Vers le Nord-Est, leur homologue à l'Est du rio Sor se trouve dans les Montes de Montalen. Vers le Sud enfin, l'aplanissement principal forme le sommet de la lourde masse du Campo da Meda, dont l'altitude un peu plus forte (640 m) s'explique facilement dans l'optique du plongement général des niveaux vers le Nord. La confusion avec des reliefs résiduels n'est pas possible, de par l'altitude de ceux-ci à sa proximité (754 m au Caxado et au Bustelo, 871 m au Mte Peñote).

Ainsi, la pédiplaine a ses « Inselberge ». Sont-ils dus à la lithologie ? à la tectonique ? Cela est douteux. Le Mte Caxado est fait de schistes cristallins et d'Ollo de Sapo tout à fait semblables à ceux de la Faladora; les pentes qu'y crée l'érosion régressive sont du même ordre. Il ne peut être question de voir dans l'alignement grossièrement W-E de ces reliefs le résultat d'un horst ainsi orienté car les contours sont irréguliers et les extensions des reliefs supérieurs à 650 m fort variables. D'ailleurs en fait leur situation correspond à la ligne de faîte séparant le versant « cantabrique » du versant atlantique drainé par les rivières gagnant, les unes les rias « centrales », les autres le rio Miño. Sans doute n'est-elle que le prolongement d'une position dominante ancienne.

2) Les plateaux de l'Ouest

(Jusqu'aux rios Lambre et Lambruxo)
V. carte géol. fig. 11

Nous avons quitté les aplanissements aux abords septentrionaux du Bassin de Puentes de Garcia-Rodriguez. A l'Ouest de celui-ci, leur extension, moins réduite par l'érosion régressive, couvre de vastes étendues au pied des sierras verrouillant le Bassin de Lugo. Leur développement atteint les abords des rias d'Arès et de Betanzos formant de lourds interfluves remarquablement soulignés par l'impressionnant encaissement des tributaires de ces rias. Pourtant il nous faut d'abord établir les rapports entre les avancées Nord et Ouest des plateaux, car au changement d'orientation des niveaux un hiatus en affecte la continuité.

Une courte zone de transition permet de suivre, à l'Est de Recemel, le niveau de 630 m de la Panda da Da de façon continue en direction de la Pena de Ladrones (620 m) et du Mte Villalbesa (583 m). Surtout, celui de 500 m se poursuit à l'Ouest du rio de Mera, aux alentours de Seijas, contourne le Villalbesa pour former le Coto da Roca (430 m) sur son flanc occidental.

Mais à hauteur du Bassin de Puentes de Garcia-Rodriguez, il devient impossible de dire si la lanière située entre les rios Grande de Jubia et Castro et qui porte constamment des cotes de 500-520 m appartient à l'un ou l'autre des niveaux. La tectonique a dérangé l'ordonnance générale; des failles, prolongeant celles qui affectent le bassin de Puentes, ont dû guider le cours supérieur du rio Grande, la vallée du rio Pequeño, et surtout celle du rio Castro (*cf. photo 60/11/4 + 5, planche I*) si rectiligne et si profondément creusée.

Sans doute le problème de l'appartenance des niveaux à l'une où à l'autre des surfaces est-il de peu d'importance, puisqu'aussi bien il nous paraît que leur mode d'élaboration n'est pas

fondamentalement distinct. Comme au Sud du rio Castro les altitudes de 500 m environ représentent les surfaces culminantes, nous pensons qu'elles doivent correspondre au niveau supérieur de la surface principale, d'autant plus que l'on retrouve sur leurs marges des épaulements situés 80-100 m en contrebas.

Revenons à l'extension des plateaux. Entre les rios Castro et Eume celle-ci est considérable. La Sierra de Forgoselo (qui n'a rien d'une sierra authentique !) forme un interfluve aplani et massif, étiré sur 8 à 13 km et large de 3 à 4 km; il se décompose, en parts égales, entre les deux niveaux très régulièrement développés (*cf. fig. 10, profil Puentedeume n° 1*). Les dénivellations qui l'affectent sont de l'ordre de la vingtaine de mètres, malgré l'hétérogénéité de la roche granitique qui en forme le substratum. Le granite a subi une altération différentielle aujourd'hui révélée par de multiples « tors »; mais ceux-ci restent des éléments mineurs dans la topographie. Seule la zone de contact, à l'Est, entre le granite et les schistes cristallins, est marquée par le rassemblement de petits « arroyos » et s'accompagne d'une dénivellation momentanée de 100 m de creux environ. Très vite au delà de cet ample vallonnement, la surface se retrouve sur les schistes aux mêmes altitudes qu'à l'Ouest. Le granite a en outre favorisé le développement, dans le bassin supérieur du rio Maciñeira, d'un alvéole où la topographie bosselée de croupes isolées par les multiples affluents de cette rivière correspond à une origine plus lithologique que tectonique (inclusion de schistes notamment).

Au delà vers le Sud, indifféremment sur les schistes ou les granites, les horizons plans reprennent une ampleur aussi vaste. Leur altitude s'est légèrement abaissée; à l'Est d'une ligne Nieves-Capela, les cotes les plus fréquentes se tiennent entre 450 et 480 m, tandis qu'à l'Ouest elles sont comprises entre 380 et 420 m (*voir profil Puentedeume, n° 2, fig. 10*). Les « tors » granitiques y forment des chicots disséminés au hasard, petits et trapus. Tantôt ce sont des dalles, dégagées entre des joints obliques et à arêtes émoussées, qui trouent la lande; tantôt il s'agit de quelques blocs entassés, ou de basses coupoles nues, dégagées de quelques mètres sur le niveau d'ensemble, apophyses révèlant la proximité immédiate du squelette rocheux.

Le granite rencontré ici forme une intrusion presque circulaire indurée sur ses bordures (1). Au Nord, l'enrichissement en quartz s'est traduit par l'apparition de filons, d'orientation NW-SE, qui arment, l'un la crête du Monte Racamonde, l'autre le Coto de Gaiteiros, sur les marges de la Sierra de Forgoselo. Au Sud, les rochers de l'auréole métamorphique ont permis l'ancrage du barrage dit « Salto del Eume » et réalisent quelques « galiñeiros » comme à proximité du Convente de Caaveiro, ou du hameau de Pousadoiro (au Nord et plus à l'aval de l'Eume). Le contact n'est cependant pas toujours net dans le paysage et offre quelquefois au moins autant l'aspect d'injection granitique que celui d'intrusion (2); il s'agit d'ailleurs d'un granite à deux micas, non orienté. Sa texture est grossière et sa composition, soulignée par la teinte claire de la roche, apparaît riche en plagioclases et en microcline. Il semble assez peu résistant dans l'ensemble et ne devient plus fin et plus compact que sur ses bordures (3). La disjonction en dalles ou blocs entre les diaclases serrées est analogue à celle rencontrée dans les autres affleurements du même type de granite (4). Les schistes qui le circonscrivent sont toujours cristallins, mais ils sont devenus plus grossiers et sont moins lardés de quartz. Il subsiste cependant quelques filons massifs, dont le plus remarquable crée la ligne de crêtes NNW-SSE qui domine de 50 m environ la surface générale à l'Ouest du rio San Bartolomé.

L'érosion régressive, profitant de la nature relativement fragile de ces terrains, et surexcitée par la profonde pénétration vers l'Est et le Sud-Est des rias d'Arès et de Betanzos, réduit désormais l'extension des éléments de pédiplaine. Le plan supérieur se rétrécit à l'Est du San Bartolomé et se relève progressivement vers le Sud; la Pena Lomba culmine à 470 - 480 m,

(1) I. Parga Pondal (**383**) et W. Carlé (**87**), p. 18 + carte d'ensemble.

(2) Au Sud de Nieves, la route conduisant à la Centrale de Capela fait passer plusieurs fois des schistes aux granites, et des coupes permettent d'observer les contacts.

(3) Cf. Analyse G. 218 du C.R.P.G. de Nancy : quartz 10 %; microcline 40 à 50 %; plagioclases 30 %; biotite 5-10 %; muscovite un peu plus rare, en cristaux de taille variable. Fréquemment tous ces cristaux sont fortement fissurés; aussi la porosité y est sensible (1,9) ce qui explique l'altération différentielle et peut-être le façonnement d'alvéole.

(4) I. Parga Pondal et E. Torre Ensico (**390**).

le Monte Teixo atteint 515-540 m et vers les sources du Lambruxo les cotes 550-560 m prédominent. Il en va de même de l'épaulement inférieur. La largeur était de 4 km aux environs de Nieves, avec une altitude de 380-400 m. Au Sud et à l'W de l'Eume, il dépasse 410 m, mais se trouve tronçonné par le bassin du rio Vilariño (Queimado 403 m, Catarol 440 m). Il se réduit rapidement vers le Sud, au point de n'être plus qu'un méplat étroit au Monte Rego de Eixo. Désormais, une dénivellation de plus de 100 m sépare la surface fondamentale d'un autre niveau, sur lequel nous reviendrons ultérieurement, posant le problème des rapports entre elle et le bas pays du « golfe Brigantin ».

Nous voici arrivé, à proximité des rios Lambre et Lambruxo, à une nouvelle charnière importante dans l'articulation des éléments du relief. On s'en rend compte par l'oblitération de l'aplanissement, mais aussi par le changement de disposition des reliefs résiduels : d'abord progressif depuis le bassin de Puentes de Garcia Rodriguez jusqu'ici, et fort brutal ensuite au delà vers le Sud.

Sur la Sierra de Forgoselo, les reliefs résiduels ne forment que quelques buttes isolées. La Pena de Agua (605 m) paraît n'être que le lieu de tors un peu plus importants que les autres. Sa masse trapue ne domine que de 80 m le plateau qui la supporte. Au delà du rio Belelle, le Monte Fontardion (607 m) constitue déjà un élément plus massif, dissymétrique; son abrupt tourné vers l'Est a plus de 100 m de commandement. Mais comme il se trouve dans la zone de métamorphisme de contact granite-schistes, nous inclinons à y voir des effets de la lithologie plutôt que de la tectonique. Cependant, déjà, ce sommet n'est plus isolé. Il est flanqué à l'Est d'autres reliefs culminant à 633-690 m et dominant fortement le niveau de 400 m où se traine le rio Maciñeira. La lithologie peut-elle expliquer ces traits de paysage ? On peut invoquer, pour justifier la dénivellation, la prédominance de faciès arénacés dans le bassin du Maciñeira, entre des schistes cristallins à l'Ouest et l'Ollo de Sapo du Montouto à l'Est (1). Mais les contacts ne sont pas toujours nets, les passées gréseuses discontinues et de densité variable; aussi il ne faut pas s'attendre à la révélation fidèle de la lithologie. Par contre, au problème de leur explication se greffe celui qui pose le tracé curieux du Maciñeira. Issu du Fontardion, ce rio coule vers l'Est sur 5 km environ, sur les marges du bassin de Puentes de Garcia-Rodriguez, mais sans en emprunter la dépression; il va rejoindre l'Eume, qui coule vers le Sud-Ouest en ignorant également le dit bassin. Si l'on admet une antécédence de ces tracés, on peut aussi accepter de lier les reliefs encadrants à une position culminante héritée de longue date.

Au delà de l'Eume vers le Sud, les sommets de plus de 600 m ne sont plus des exceptions. Ils forment au contraire l'essentiel des interfluves tandis que, on l'a vu, le niveau principal se trouve réduit à la portion congrue et ne fait plus que ceinturer les reliefs ou border les vallées. Le massif en étoile de Bouzarmayor dépasse les 680 m aux Pena Pendella (710 m) et Pena Cabada (682 m). De là divergent les rios San Bartolomé, Porto, Vilariño, Lambruxo. Ses homologues, à l'Est du bassin du rio Fray-Bermuz, sont le Serron del Lobo (702 m) et le Monte Candieiro (706 m). Avec cet alignement s'annonce la Sierra de la Loba, l'un des verrous Nord-Sud du Bassin de Lugo. Mais en même temps se pose le problème de l'origine et de la nature de ceux-ci. Il en sera question plus avant au § B de ce chapitre.

3) L'extension méridionale des aplanissements jusqu'au Bassin du Tambre

Sitôt franchis le système hydrographique des rios Lambre et Lambruxo, et surtout le cours du Mandeo, la surface principale reprend un développement moins timide.

Les éléments rencontrés entre le Lambruxo et le Mandeo, s'ils assurent le relais, n'ont guère d'envergure. Il n'empêche qu'on peut les repérer sans difficulté. Un aplanissement pénètre ainsi « en doigt de gant », par l'entremise du bassin supérieur du rio Fray-Bermuz, entre les reliefs

(1) I. Parga Pondal (383).

élevés du Monte del Raño (792 m) et de la Sierra de la Loba (695 m). Sa cote est alors de 460 m. On le retrouve de part et d'autre du Lambre, dont le cours s'encaisse entre le niveaux de 500-530 m d'une part, et entre les épaulements situés vers 380-430 m qui les flanquent d'autre part : (le tout étant dominé par les sommets de la Pendella (712 m) et du Monte del Raño). Le rio Mandeo entre Aranga et Flores, comme son affluent le Zarzo qui vient de dévaler les pentes du Marco del Peon, traversent eux aussi des éléments de plateaux situés vers 500 m, prolongés par des interfluves étendus 80 m plus bas. Mais ensuite la pédiplaine retrouve une extension bien plus considérable. Sur 12 km en direction du Sud, et 8 km vers l'Ouest au pied des « sierras », on y chemine, accablé par sa monotonie et sa perfection. Autre donnée importante : elle n'est plus isolée des plateaux du bassin de Lugo, car un large couloir, orienté WNW/SSE interrompt les sierras aux environs de Guittiriz. C'est donc ici que peut le mieux être montré que les sierras résiduelles ne dérivent pas d'une déformation de la surface principale, puisque celle-ci en cerne les contours.

Ce secteur est également un lieu privilégié pour prouver que les aplanissements sont entièrement affranchis des données géologiques. La consultation de la carte récemment dressée par I. Parga Pondal (1963) révèle justement la présence de plusieurs types de roches dont la variété est sans effet sur le paysage. Nous rencontrons ici juxtaposés : des granites à biotite (ouest de Teijeiro), des granites gneissiques en une bande allongée NW-SE (bassin du rio Deo), des schistes cristallins au pied de la Sierra Coba de Serpe. Ajoutons encore la présence de serpentines et d'amphibolites entre les rios Tambre et Cabalar, de granodiorites dans le bassin supérieur du rio Mandeo. En regard, nous ne trouvons que de plates étendues couvertes de landes. Ses rares reliefs résiduels isolés sur cet aplanissement ne dépassent pas les 600 m. Ils ne se situent d'ailleurs qu'au seuil de partage des eaux entre les tributaires de la ria de Betanzos (Deo, Mandeo) et les affluents du Tambre (rios dos Molinos et Cabalar) au milieu de l'affleurement des granites à biotite.

La région est affectée par ailleurs d'une trame dense d'accidents tectoniques. Or rien dans l'ordonnance générale de la surface n'en révèle les effets. Seul le tracé de l'hydrographie traduit l'exploitation de fractures, anciennes sans nul doute. Il s'agit de cassures NW-SE et NE-SW, qui donnent au réseau des rios Mandeo et Deo une disposition en baïonnette. Toutefois, il est possible que la tectonique ait pu jouer un rôle plus important au Sud de la Sierra del Buño, terminaison de la Loba. La pédiplaine y subit une légère déformation qui en abaisse le niveau vers 480 m, tandis que vers le NW le rio Mandeo, et vers le SE le rio Ladroïl, semblent prolonger cette gouttière.

Les eaux thermales de Pardiñas et de Guittiriz (1) sont un indice supplémentaire de cet accident. Faille ou flexure ? il est impossible de préciser, ni d'en certifier le jeu récent.

B. — LES « SIERRAS »

La double trame géologique de la lithologie et de la tectonique paraît de peu d'effet sur les niveaux d'érosion. Pourtant, il est indispensable de l'évoquer pour comprendre l'aspect et la disposition des sierras qui verrouillent le Bassin de Lugo.

Les principaux alignements « montagneux » (700 à 900 m) suivent dans les confins occidentaux du bassin de Lugo deux directions prédominantes. Les uns prennent une disposition méridienne ou subméridienne (NNW-SSE), tels la Sierra Coba de Serpe, le Monte del Buño, disposition que l'on constate aussi dans quelques tronçons de divers cours d'eau voisins (on retrouvera cette orientation en Galice occidentale et méridionale). Les autres se disposent obliquement,

(1) Eaux sulfurées sodiques; cf. notice de la carte géologique n° 21 la Corogne (232).

allongés vers le NE, comme la Sierra de la Loba et d'une façon plus générale les reliefs sis au Nord du rio Zarzo. Deux directions, mais aussi deux aspects. Les uns sont massifs, étalés sur plusieurs kilomètres de large — ce type sera de plus en plus fréquent vers le Sud —; les autres restent effilés, quatre à cinq fois plus longs que larges.

Tous cependant offrent des traits communs : des formes usées, lourdes et trapues qui n'accréditent guère la dénomination de « sierras »; un profil transversal dissymétrique, offrant un versant à pente plus forte vers l'Est ou le Sud-Est; un profil incliné vers le Nord ou le Nord-Est (du Monte del Buño au Pico de Suatorre par exemple ou encore dans la Coba de Serpe, ou dans l'Aro da Fonte das Bestas). Dans le Monte del Raño, par contre, l'inclinaison se fait vers le Sud-Ouest. Bref, tout évoque l'idée de fragments de surface basculée vers l'Ouest et plongeants. Déjà MM. Birot et Solé Sabaris soulignaient ces caractères, y reconnaissant « les restes d'une surface d'érosion supérieure ... d'anciens blocs monoclinaux profondément rongés pendant une période de stabilité qui aboutit à la formation de la surface d'érosion principale » (1). Les mêmes auteurs, à l'examen de la relation de ces reliefs avec la lithologie, constataient en outre qu'ils sont orientés par la trame NNW-SSE des roches dures, telle la Sierra de Serpe » (2).

Nous n'avons pas envisagé d'étudier en détail ces « sierras » qui sont seulement pour nous la limite de notre champ d'étude. A l'issue de la prospection rapide que nous y avons faite, nous pouvons souscrire à peu près entièrement à ces indications. Des données tectoniques donnent sans aucun doute l'explication de la disposition monoclinale. Mais peut-être faut-il leur imputer aussi une bonne part de l'orientation générale.

Les profils (*Oza 1-2-3-4, v. fig. 23*) permettent d'apprécier les nuances et les valeurs de la dissymétrie. Vers l'Est, un talus offrant une pente de 12 à 18 % a un commandement de 110 à 160 mètres : abrupt bien dégradé déjà comme les valeurs de pente le soulignent. Le grand versant plonge vers l'Ouest de façon plus variable. Réduit à 2 km dans la Sierra de la Loba (où l'abrupt crée la dénivellation la plus forte), il s'incline avec une pente de 12 % environ. Dans les reliefs où le commandement est plus faible, le versant occidental s'allonge sur 3-4 km (Veigarroiba et Monte del Raño) et atteint parfois 5 ou 6 km lorsque la dissymétrie est peu accusée (Pico de Suatorre). Les pentes sont alors de l'ordre de 4 %.

Que les revers des monoclinaux soient des éléments de vieille surface, cela est amplement démontré par la variété des roches qui y affleurent (3). Dans les Sierras de la Loba et del Buño-Suatorre, pris comme exemples, on voit coexister des schistes cristallins, l'Ollo de Sapo et les granites sans que les pentes douces des monoclinaux trahissent ces différences. Il est plus difficile de préciser la genèse des abrupts orientaux. Les fractures responsables des talus ne sont plus repérables avec certitude et l'on ne peut de ce fait évaluer l'importance de leur recul (4). Nous ne pouvons pour ce faire qu'utiliser les indices fournis par les cours d'eau. Ainsi, au pied du Monte del Buño, l'Arroyo de Landoeiras coule, rectiligne et parallèle à l'abrupt, à 0,800 km de sa base et à 1,700 km de son sommet. De même, en avant de la Loba, la fracture pourrait être localisée par les tracés de l'Arroyo de Vitorio se dirigeant vers le Sud-Ouest, et du rio de Labrada allant vers le Nord-Est. Le sommet du talus en est éloigné d'environ 1 km. Il apparaît que parfois les fractures ont dû former un système complexe. Le front en redans du monoclinal où culmine le Marco del Peon doit être le résultat de cinq fractures obliques et en relais, qu'empruntent divers rameaux du rio Fray-Bermuz. Leur direction est d'ailleurs également celle de la Loba voisine, celle de plusieurs tronçons du cours du rio Zarzo qui descend du revers du Peon.

Dans d'autres cas, l'aspect de monoclinal fait face à celui de horst, telle l'extrémité du Serron Gordo, ou la masse de l'Alto de Veigarroiba, immédiatement à l'Est. Ce dernier pourrait dériver d'une fracture aujourd'hui empruntée par le Barranco de la Sierra de la Loba, et d'une autre cassure à l'Est, souligné actuellement par l'Arroyo de Landoeiras.

(1) P. Birot et L. Solé-Sabaris (57), p. 30.
(2) P. Birot et L. Solé-Sabaris (57), p. 30.
(3) Cf. carte d'I. Parga Pondal 1963 (383).
(4) La seule preuve géologique (mylonite et roches broyées) que nous ayons vue justifie le tracé des rios Deo et Mandeo à proximité du Km 560,7 de la route Lugo-la Corogne.

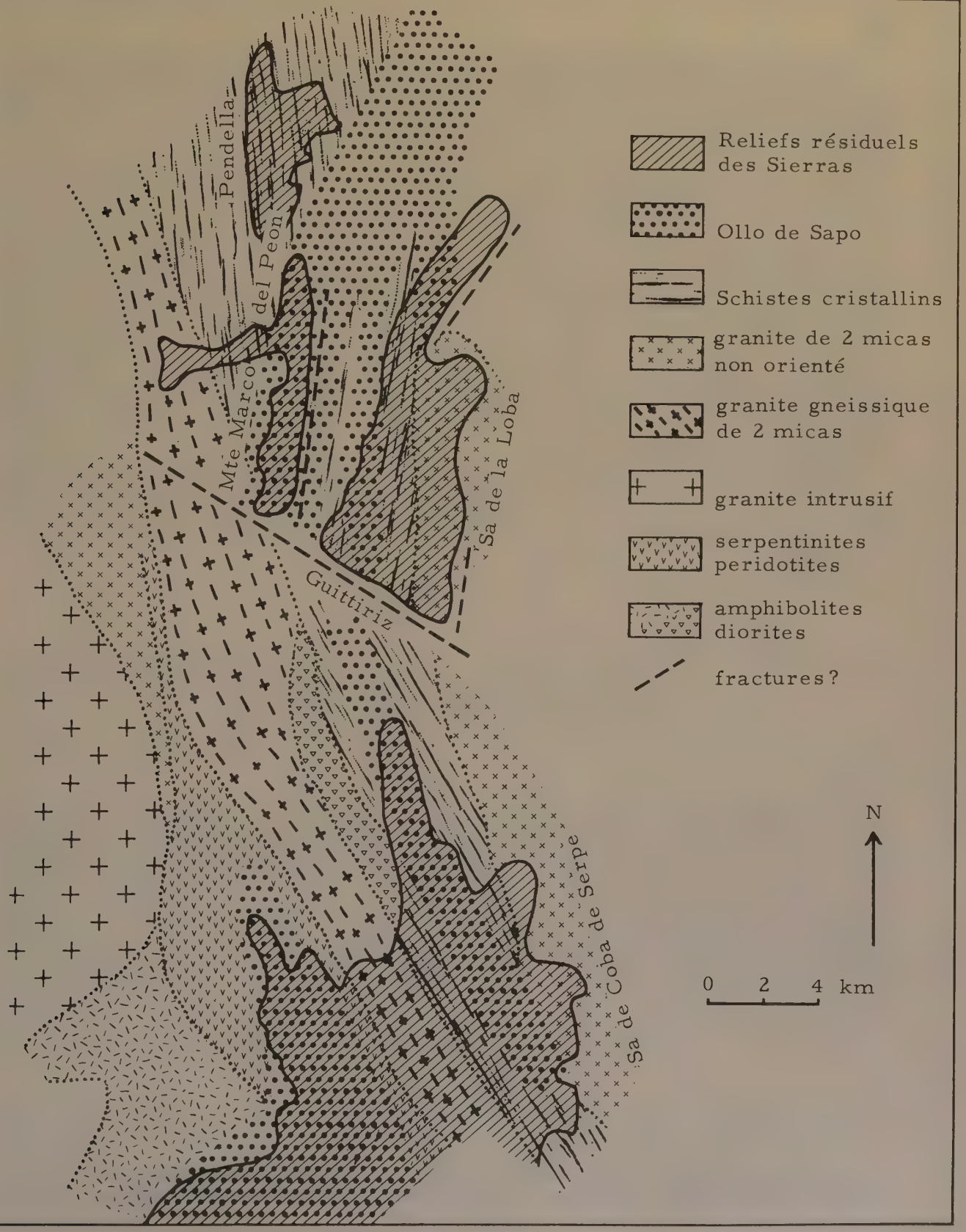


FIG. 12. — Les Sierras du NW

Sans doute l'inclinaison des lignes de crête résulte également de la tectonique. La gouttière de Guittiriz dont il a été question plus haut se place au pied des secteurs les plus relevés des sierras du Nord, tandis que celle du Sud s'incline doucement vers elle. Aussi, nous pensons que la disposition générale de ces reliefs résiduels répond à un champ de fractures assez vaste et d'orientations multiples.

La concordance de l'orientation des « sierras » avec celle des affleurements de roches dures paraît moins bien établie, depuis que l'on connaît mieux la géologie de cette région. La carte fig. 12 en témoigne. Pour la Coba de Serpe, la relation entre les roches et les contours est assez évidente du côté de l'Ouest et du Nord tout au moins. Le flanc occidental correspond à des gneiss glandulaires riches en quartz et la même roche forme une de ses saillies vers le Nord; la seconde avancée se calque de près sur les affleurements de l'Ollo de Sapo, tandis que les rentrants coïncident avec des roches basiques (amphibolites, serpentines, péridotites) ou des granites gneissiques et granodiorites. Mais plus au Nord la fidélité des contours vis-à-vis des affleurements est loin d'être constante. Si l'essentiel de l'alignement Raño-Marco de Peon suit l'apparition de l'Ollo de Sapo, son apophyse occidentale (plus basse il est vrai) est développée dans des schistes, qui forment aussi la totalité des Monts de Bouzarmayor. Quant à la Loba et au Monte del Buño, on a déjà dit la variété des roches qui la constituent; schistes et granite grossier y ont une part au moins égale à celle de l'Ollo de Sapo. Par ailleurs la direction n'est plus tout à fait celle des affleurements.

Bien évidemment, l'âge de ces reliefs ne saurait être précisé, en l'absence de sédiments corrélatifs ou de couverture discordante. Surface d'érosion ancienne certes, dérangée par la tectonique avant même que se développent les surfaces principales. En tentant de dater celles-ci grâce à l'étude des bassins de Roupar et de Puentes de Garcia-Rodriguez, nous ne lèverons pas cette hypothèque.

C. — LES BASSINS TECTONIQUES ET LES DÉPOTS DE ROUPAR ET DE PUENTES DE GARCIA-RODRIGUEZ

Nous avons jusqu'ici vu la pédiplaine assez épargnée par les mouvements tectoniques et contribuant au contraire à en niveler les résultats. Pourtant, elle a subi diverses déformations. Nous avons déjà justifié ainsi les différences d'altitude des niveaux rencontrés : plongement vers le Nord, jeu de blocs dans les compartiments avancés vers l'Ouest. Mais il y a plus; de véritables bassins tectoniques ont été ouverts, dans la zone où l'on passe de l'obédience cantabrique à celle de l'Atlantique. Leur intérêt principal cependant n'est pas dans ce fait. Ce sont des domaines privilégiés, où des sédiments ont été conservés, qui sont pour nous les plus précieux éléments d'interprétation de la morphologie galicienne.

1) Bassin de Roupar

(fig. 13, 14, 15, et carte hors-texte 7)

Bassin original à plus d'un titre. Tout d'abord par sa forme. C'est une dépression triangulaire, large de 2,5 km, résultat de la rencontre de plusieurs directions tectoniques. Au Nord,

se dresse une barrière puissante : le Monte Castrillan. Ses 665 m constituent le point culminant de l'aplanissement principal dans le basculement vers le domaine cantabrique *(cf. profil P.G.R. N 1, fig. 13)*. La dénivellation avoisine les 200 m; elle se traduit par une pente concave, relativement raide encore, car ses valeurs moyennes sont de l'ordre de 10-11°. Malgré tout, son tracé est sinueux et le talus a dû se dégrader sérieusement. La fracture qui l'a engendré n'est plus repérable, mais en admettant que les cours d'eau qui le suivent à l'Ouest la jalonnent, on aurait un recul de 300 à 400 m du pied de l'abrupt. Du côté du Sud, la surface principale se retrouve avec des altitudes voisines de celles du Nord (610-620 m), après une montée plus progressive. Le Bassin de Roupar paraît donc être une dépression d'angle de faille.

Mais c'est plus que cela. C'est aussi l'aboutissement d'un autre système de failles. Aux cassures WSW-ENE précédentes viennent s'ajouter celles d'orientation SSW-NNE qui affectent à la fois semble-t-il la masse montagneuse bordière à l'Est et le bassin. Apparemment, les reliefs de la Goa, Peñote, Bustelo, Outeiro Grande, hauts de 750 à 872 m, et qui n'ont pas été réduits par l'aplanissement, sont compartimentés par ce réseau lui-même probablement recoupé par une fracture orthogonale qu'emprunte l'Eume de Invernès à Fragacha.

La dépression de Roupar s'ouvre enfin vers l'Ouest, puis vers le Nord-Ouest, par le jeu de cassures encore. L'une, qui limite la masse du Campo de Meda, est orthogonale au système de la Sierra, et parallèle à celle que nous soupçonnons dans le tronçon de l'Eume précité. Elle se traduit aujourd'hui par une dénivellation de 200 m environ. Le couloir vers le Nord-Ouest apparaît fort vraisemblablement comme une dépression d'angle de faille à partir d'Apparal. A l'Est d'Apparal, une fracture W-E, jalonnée semble-t-il par l'Arroyo de Porto Souto ouvre davantage encore le passage et amplifie la dépression.

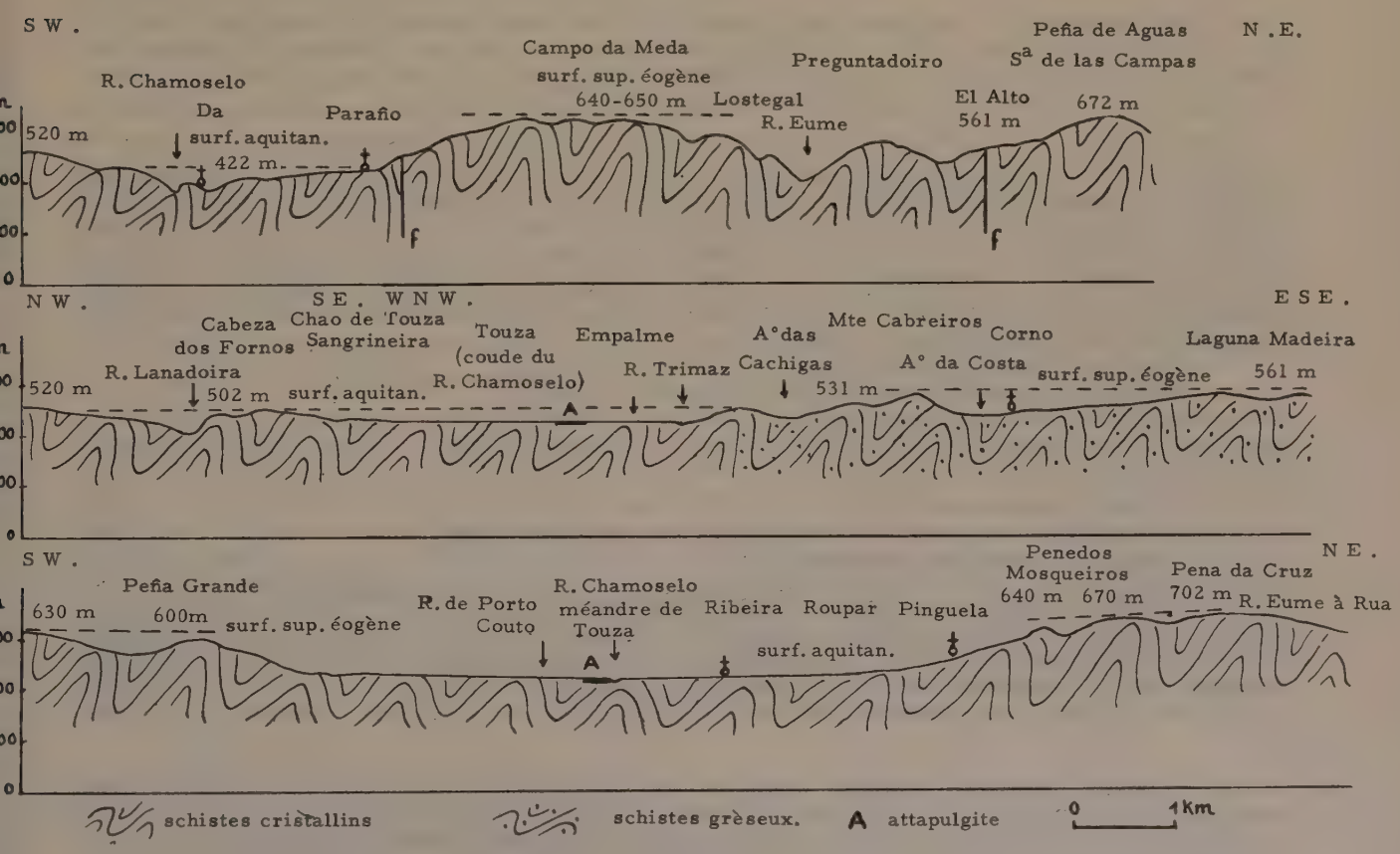


Fig. 13

Il est important de noter que les accidents affectant les reliefs résiduels n'ont pas tous des effets de déformation sur la surface d'érosion principale. En particulier, celle-ci ne se trouve pas dérangée de part et d'autre de l'Eume à l'aval de Fragacha *(voir profil P.G.R. NW-2, fig. 13)*. Cela conduit à supposer que le bassin de Roupar est issu d'un rejeu de certains accidents anciens, qui aurait créé les abrupts bordiers, réalisé des dépressions d'angle de faille ou des gouttières, et engendré aussi le passage vers le bassin de Lugo entre Cabreiros et Germade, au Sud (1).

Après l'examen de l'environnement, il est temps de caractériser les aspects du fond du bassin. On se rend vite compte que la dépression et ses ouvertures ont une topographie assez plane, les légères ondulations rencontrées ne dépassant pas 20 m. Le fond, mis à part les vallées, elles-mêmes peu creusées, se tient vers 440 m. Vers le Nord-Ouest, un très modeste relèvement « ferme » le passage de façon discontinue, créant des collines cotées 480-460 m. Sitôt ce seuil franchi, on retrouve au pied du Pico de Meda des interfluves vers 430-420 m, puis 400-360 m à Puentes de Garcia-Rodriguez. De même, le long de l'issue méridionale du Bassin de Roupar, on ne quitte pas les altitudes de 440-460 m. Les coupes P.G.R. 3 et 4 de la fig. 13 illustrent ces aspects. Le contact entre ce niveau du fond et les plateaux d'érosion se fait par un talus assez constant, montrant un emboîtement régulier. La photo 61/10/6 *(Planche I)* en fait foi. Ainsi, le façonnement du bassin a été parachevé lors du cycle qui lui a succédé, et que nous avions déjà perçu sur ses marges.

A l'intérieur du bassin nous sommes surpris par le réseau hydrographique qui le parcourt. Curieusement, le seuil de partage des eaux entre le système du Miño, dirigé vers le Sud, et celui de l'Eume qui gagne la Ria de Arès passe au fond de la dépression ! A environ un kilomètre de distance, le rio Chamoselo et le rio Trimaz coulent parallèlement, sans doute guidés par les anciennes fractures. Brusquement, ils divergent. Le premier se dirige au Nord puis au Nord-Ouest, le second au SSW puis au SSE. Le seuil entre les deux rios est de moins de 20 mètres. On était déjà frappé par le fait que ni l'un ni l'autre ne collent aux bordures du bassin, mais leur tracé est encore rendu de ce fait plus bizarre. Aucun indice de capture pourtant; ni vallon, ni marais ne peuvent faire envisager cette hypothèse.

Mais leur interfluve présente un intérêt bien plus considérable : c'est là que peuvent être vus en affleurement des sédiments corrélatifs de l'élaboration de la pédiplaine. Leur présence était décelable à l'aspect de la végétation en cet endroit, maigre, rabougrie, d'aspect steppique. La couleur des terrains, verdâtre, les signale à l'œil. C'est ainsi que nous les avons redécouverts, après M. Portela, géologue de l'exploitation minière de Puentes de Garcia-Rodriguez. Disposant de moyens techniques puissants, cet ingénieur y fit faire déjà en 1946 un sondage à Roupar-Cabreiros, qui révéla la présence de 28 m de marnes et argiles fossilifères. Les niveaux supérieurs (2 m) et intermédiaires (18 m) contiennent :

— *Potamides munieri* Larrazet.
— *Potamides munieri* Larrazet Var. Boulei-Larrazet.
— *Hydrobia duboissoni* Bouill.

niveaux intermédiaires très riches,
surtout à leur base.

— *Hydrobia sandbergeri* Desh.
— *Sphaerium « rouparensis » nov. spec.* ? (niveau supérieur).

Les dix derniers mètres sont stériles (2).

Par analogie avec les sédiments oligo-miocènes du bassin castillan recélant : *Hydrobia duboissoni* Bouill., *potamides munieri* Larrazet, *potamides* Gaudryi Larrazet, on a daté ces marnes de l'**Aquitanien.** Toutefois, la présence, en abondance, de *Hydrobia duboissonni* peut faire supposer que la sédimentation fut amorcée au Stampien (3). Pour M. l'Abbé R. Rey, consulté par J. Médus, seuls les *Potamides munieri* autorisaient d'envisager une datation de l'Aquita-

(1) Les reliefs bordiers au Sud-Ouest suivent la même direction que les fractures affectant les reliefs résiduels du Nord-Est de Roupar et celles qui ont donné naissance à l'abrupt de la Sierra Coba de Serpe.

(2) Leur détermination a été effectuée en 1946 par l'Instituto Geologico y Minero de España. Elle nous a été fort aimablement communiquée par M. Portela à qui nous témoignons toute notre reconnaissance.

(3) Larrazet (260), p. 372.

nien. Or, il vient d'être établi que ce fossile, en Provence, ne dépasse pas le Stampien moyen (1). *Nous admettrons, en conséquence, comme hypothèse de travail, que les marnes se rapportent à l'Oligocène moyen.*

En pratiquant une petite tranchée, nous avons observé le faciès proche de la surface. C'est celui d'une association d'argile et de concrétions de type poupées de petite taille (quelques centimètres) quoique plus scoriacées. Elles ont une structure concentrique irrégulière. *Les minéraux argileux qui y ont été déterminés sont l'attapulgite* (60 %), *l'illite* (40 %), *la kaolinite* (traces). Les argiles légèrement striées de veinules brunes sont fines et homogènes, de couleur verte. La détermination de leur nature aux rayons X a mis en évidence la présence d'attapulgite (50-60 %), d'illite (40 % environ), de kaolinite (0-10 %); la montmorillonite y est à l'état de traces. Une autre coupe est fournie dans les marnes par le méandre du rio Chamoselo à Touza. L'abondance de l'attapulgite y est fort remarquable (100 %).

Or, ce minéral argileux paraît devoir fournir des indications assez précises sur le milieu où il se sédimente, puisque néoformé. On est à peu près assuré maintenant que « l'attapulgite correspond à une sédimentation chimique et géochimique, qui se nourrit des solutions riches en Si, Ca, et Mg... (et) ... au lessivage différentiel des continents... » (2). Encore faut-il préciser dans quelles conditions morphoclimatiques. L'opinion de M. G. Millot est que « chaque fois que la stabilité des roches permet au mécanisme de la latéritisation de se prolonger suffisamment, ce genre de sédimentation se développe parallèlement » (3). Selon ce spécialiste, de tels sédiments démontreraient que les secteurs périphériques aux bassins étaient soumis aux altérations intenses de la pédogénèse tropicale, et représenteraient un dépôt authigène, à partir des produits dissous, ou de la « phase migratrice » de H. Ehrart.

Nous rangeant à ce point de vue, nous admettrons pour la région qui nous occupe :

1) des conditions de climat latéritisant à « l'Aquitanien » sur le socle galicien;

2) un lessivage différentiel de ce massif ancien, lors d'une phase de stabilité, pendant laquelle l'altération kaolinique affectait les reliefs dominants.

Le climat responsable de ce type d'altération et de lessivage correspondait-il à la forêt ombrophile, à la forêt « de transition » (4) ou à la savane ? Les formes de relief qui nous paraissent associées à la sédimentation de Roupar cadrent mal avec un paysage de forêt ombrophile. La composition des marnes révèle, on l'a dit, la coexistence d'illite avec l'attapulgite. On peut alors penser que le « filtre » (forestier ?) séparant les « phases migratrices » des « phases résiduelles » (5) ne fonctionnait pas parfaitement. Autrement dit, que les conditions de départ pouvaient n'être réalisées que saisonnièrement et que les mécanismes chimiques n'étaient pas partout exclusifs. Un milieu tropical assez bien arrosé quoiqu'à saisons contrastées paraît devoir répondre le mieux à la fois à la sédimentation et aux formes des reliefs environnants.

Nous arrivons ainsi à reconstituer de façon schématique l'histoire géomorphologique de la région que nous venons d'étudier. En partant de l'hypothèse, plausible mais gratuite, d'une surface posthercynienne, on pourrait admettre une première phase tectonique responsable des blocs monoclinaux résiduels, déformant une vieille surface d'érosion. Au cours de la fin de l'Oligocène, s'élabore en réduisant ces reliefs, la pédiplaine principale, qu'une phase tectonique nouvelle dérange, fracture et bascule, selon les anciennes cassures ou zones fragiles. Le niveau principal se trouve dégagé de ses altérites, et les conditions climatiques restant les mêmes, il se forme des épaulements sur les marges et dans les couloirs ou dépressions de la pédiplaine. Des témoins de la sédimentation à attapulgite et autres dépôts conservés dans des bassins échappent parfois à la disparition, fort heureusement pour nous *(cf. fig. 14)* (6).

(1) R. Rey, *in litteris.*
(2) G. Millot, H. Radier et M. Bonifas (**338**), p. 430.
(3) G. Millot, H. Radier et M. Bonifas (**338**), p. 429.
(4) J. Tricart (**507**), p. 157.
(5) H. Ehrart (**138**), p. 9 et 21, ainsi que p. 24-25.
(6) Nous avons connaissance en effet d'autres sédiments à attapulgite, à Puentes, et en Galice orientale, dans le bassin de Sarria. (L'endroit nous y a été signalé par I. Parga Pondal). Voir notre publication (**299**).

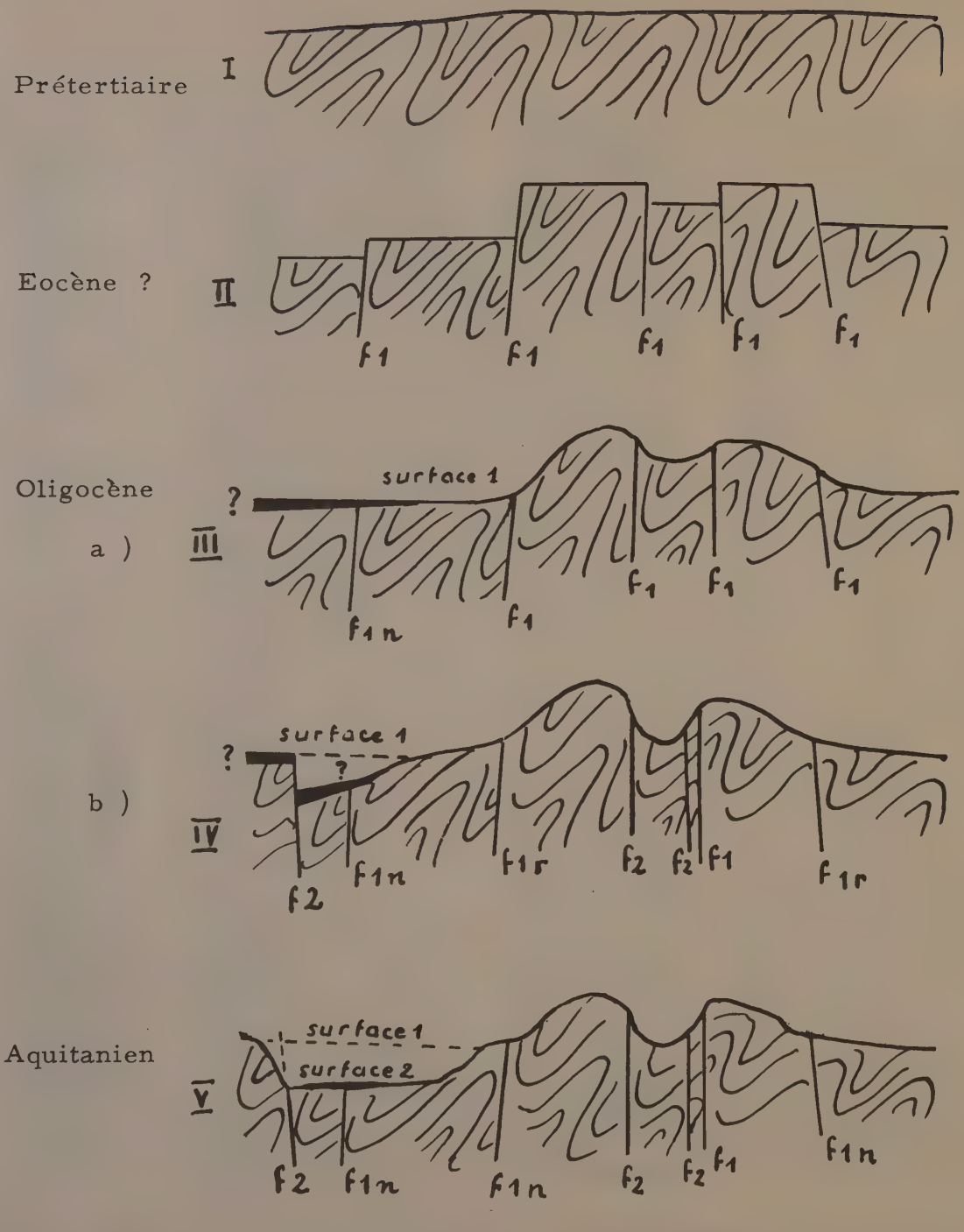

Prétertiaire
I
Surface d'érosion initiale ancienne.
Eocène ?
II
f1
f1
f1
f1
f1
Déformation tectonique responsable de la formation des reliefs résiduels.
Oligocène
a)
III
?
surface 1
f1n
f1
f1
f1
f1
Développement de la surface fondamentale tertiaire Nivellement de quelques failles. Sédimentation à attapulgite (?).
b)
IV
?
surface 1
?
f2
f1n
f1r
f2
f2
f1
f1r
Déformation de la surface fondamentale, par rejeu de certaines failles. Peut-être relèvement de la dorsale.
Aquitanien
V
surface 1
surface 2
f2
f1n
f1n
f2
f2
f1
f1n
1) Développement d'un second niveau et dégradation des abrupts
2) Disparition d'une partie des terrains sédimentaires ou dépôt du gisement de Roupar.

Fig. 14

Fig. 15. — Bassin de Roupar

La suite de ces épisodes peut être envisagée (autre chance !) à partir des données fournies par le bassin de Puentes de Garcia-Rodriguez.

2) Le bassin de Puentes de Garcia-Rodriguez

(*v. profils fig.* 16, *carte fig.* 17)

Puentes de Garcia-Rodriguez, avec le bassin de Roupar, constitue un endroit d'une exceptionnelle richesse pour le morphologue découragé par l'anonymat que gardaient les surfaces parcourues jusque là. A première vue, il s'agit d'un bassin tectonique assez peu original. Comme à Roupar, le rebord Nord est formé d'un abrupt assez continu et massif, de 120-140 m de commandement. Ce talus est la terminaison, selon une ligne NW-SE, de la surface principale, gauchie et plongeant vers le Sud et le Sud-Ouest. En fait, il est difficile de dire s'il y a flexure ou faille tant la pente a été adoucie par l'érosion, et modifiée par des épandages caillouteux de cônes dans sa partie inférieure. Il est certain toutefois que la « trame plissée » (1) des roches est recoupée à la perpendiculaire par cet accident; dans le détail, la zone déformée est également fracturée transversalement par des accidents NE-SW, révélés par l'hydrographie.

Du côté de l'Ouest, le verrouillage est assuré par le rebord de la Sierra de Forgoselo, dont la surface est légèrement basculée vers l'Ouest. Au pied des reliefs de 540 m, peut-être dénivelés par une fracture, ou réalisés dans les schistes qui succèdent aux granites de Forgoselo, se développe une topographie mollement ondulée aux croupes subégales. Il n'est pas possible de préciser si c'est un fragment abaissé de la même surface ou si nous avons à faire au niveau marginal rencontré si fréquemment ailleurs; car, vers le Sud, de part et d'autre du rio Maciñeira, les abords du bassin sont formés d'éléments de plateaux vers 420 m sans que le niveau de 500 m apparaisse. Comme jusqu'au delà de l'Eume, vers le Sud le niveau de la pédiplaine paraît être abaissé, la distinction de niveaux emboîtés aux environs du bassin de Puentes de Garcia-Rodriguez semble assez vaine. De toute façon, on passe, par l'entremise d'une dénivellation plus ou moins bien perceptible de 40 à 60 m environ, au fond de la dépression *(fig. 17)*.

Celle-ci est le point de convergence des accumulations quaternaires venues des versants, qu'incise médiocrement un dense chevelu de petits ruisseaux imprimés dans une topographie à peine ondulée presque plane sur 6 km de long, et 1,2 à 2,3 km de large. La convergence principale se situe à l'Est d'Almigonde, vers Portorroibo où une lagune a peut-être existé, si l'on croit la toponymie. La forme allongée du SE au NW, au pied de l'abrupt Nord, s'inscrit dans une série d'accidents de même orientation qui intéresse la pédiplaine essentiellement du côté de l'Ouest, et dont nous aurons encore une preuve près de San Saturnino. Aussi, à notre avis, la filiation indiquée par P. Birot et L. Solé de ce couloir avec le « long système de dépressions tectoniques de Galice Orientale » (2) (Monforte, Sarria, Lugo) n'est qu'indirecte, le relais étant assuré, dans cette éventualité, par le bassin de Roupar.

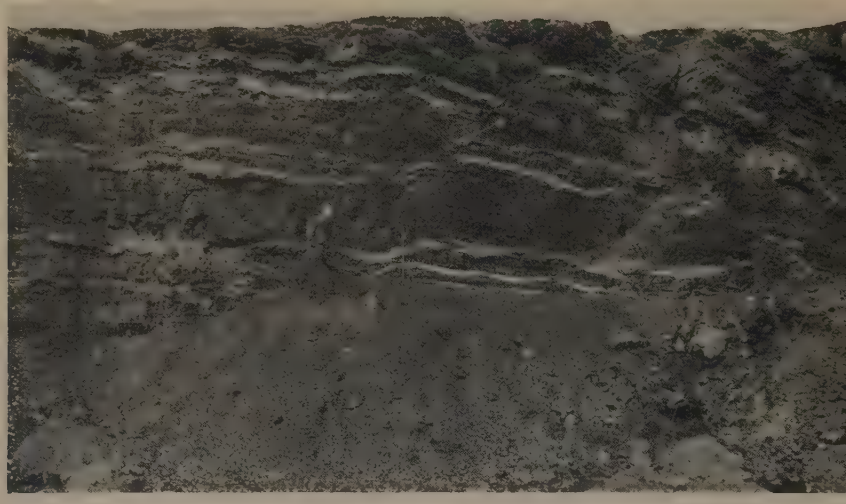
Sous 2 m à 2,5 m de « morts-terrains quaternaires » qui affleurent à la surface de l'alvéole, les lignites de Puentes de Garcia-Rodriguez sont pour nous des documents géologiques de premier ordre (3). Leur abondance, leur épaisseur (200 m localement, une centaine de mètres en moyenne) permettent en effet de préciser plusieurs points de l'histoire géomorphologique. Quelque 200 sondages ont révélé l'importance et la disposition des lignites. Quatre ondulations majeures synclinales, de profondeur variable, s'échelonnent entre Espiñaredo et Vilavella, de

(1) P. Birot et L. Solé (57), p. 32.

(2) P. Birot et L. Solé-Sabaris (57), p. 31.

(3) Les valeurs moyennes dégagées de séries d'analyses permettent de préciser que ces roches carbonées contiennent, outre 16 % de carbone fixé, 22 % à 26 % de matières volatiles, 15 à 18 % de cendres, 1,5 à 2 % de soufre, et 42-45 % d'humidité totale. Les couches peuvent être soit riches en macro-restes (troncs, tiges, feuilles) soit en pyropycite (argile de distillation des lignites riches en latex) soit encore formées de lignite compact, ou d'argiles ligniteuses.

Bassin à lignites de Puentes.
Vue générale de l'exploitation; disposition synclinale des lits alternants d'argile et de lignites, tronquée par le plan topographique subhorizontal.
Au fond, les reliefs encadrants du Nord du bassin.



Lignites de Puentes.
Faille affectant les lits; disposition subhorizontale à gauche, amorce de synclinal à droite.

Cône torrentiel de Guittiriz.
Formes de cryoturbation visibles dans la tranchée de la route, vers le kilomètre 554,5 de la route la Corogne-Madrid.

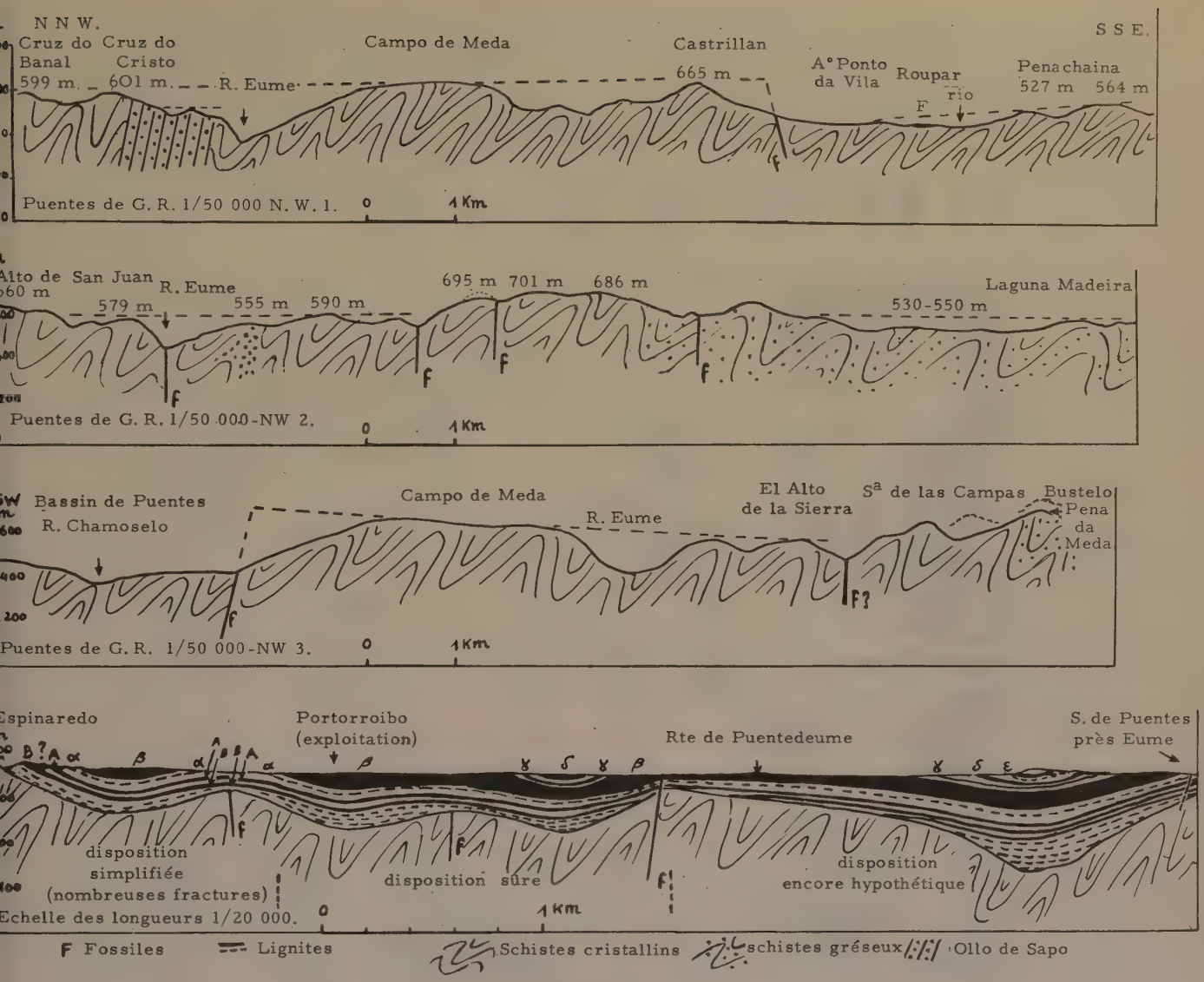
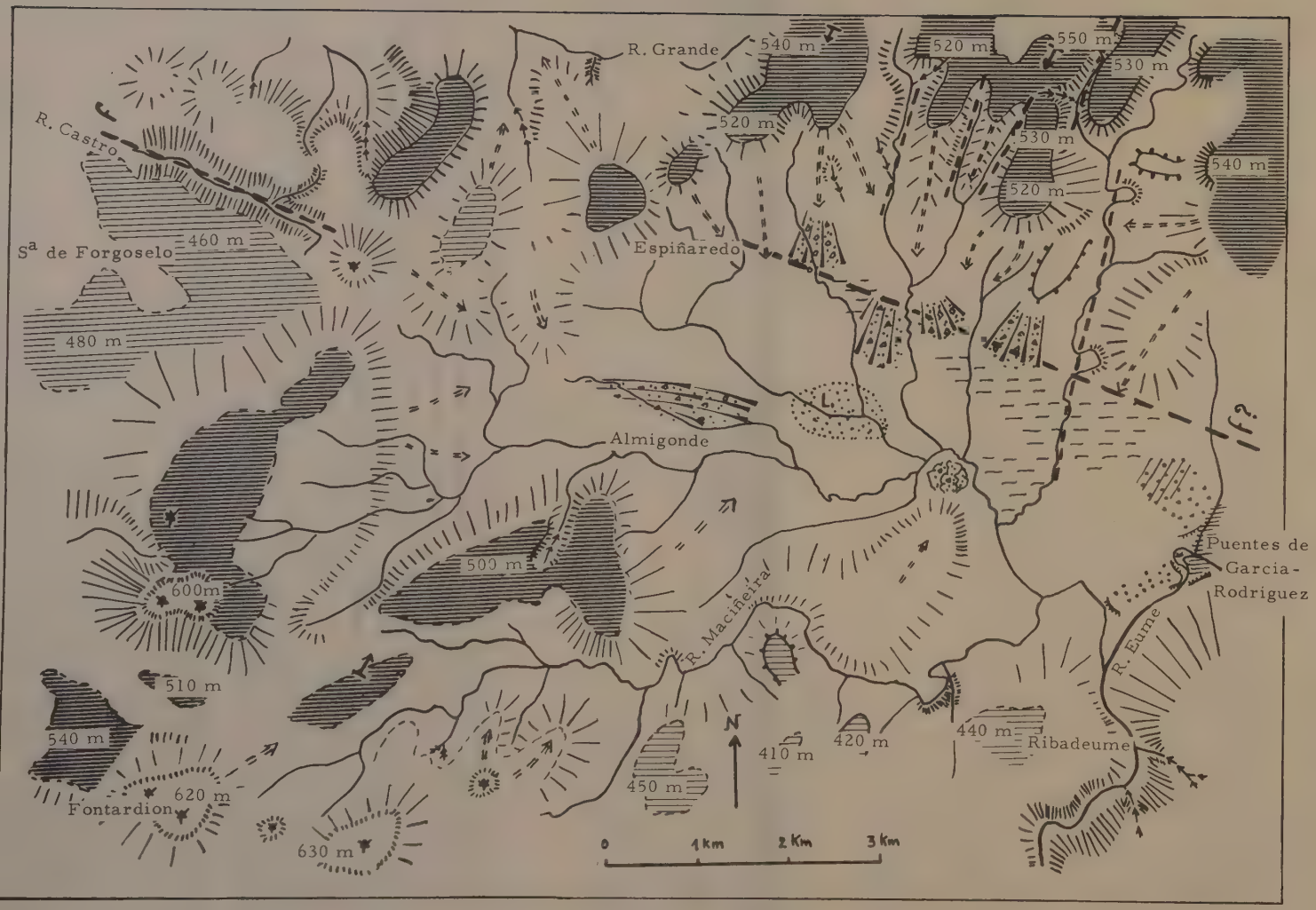


Fig. 16

l'WNW à l'ESE, accompagnant très certainement un compartimentage du socle. Les lignites, bruns ou noirâtres, forment une accumulation représentant 50 millions de tonnes de réserves. Les synclinaux sont constitués par des alternances maintes fois répétées de lignite et d'argile. En s'en tenant aux intercalations argileuses dont l'épaisseur dépasse le mètre, on peut établir avec certitude l'existence de 8 séquences sur 79,10 m de profondeur, et les estimations, pour ce qui est moins bien connu, amènent à envisager l'existence de 14 couches de lignites au sein de 15 couches d'argile (épaisseur totale 220 m) (1).

L'alternance des séries d'argile et de lignite, et la présence des niveaux où les macrorestes sont abondants, montrent le caractère allochtone de ces sédiments. Ils ont été apportés, de toute évidence, par les eaux courantes dans un bassin subsident pendant une période assez longue.

(1) A Puentes de Garcia-Rodriguez, les couches principales de lignite sont distinguées par les symboles suivants : ε; δ (10, 40 m); γ (3 m); β (27 m); α (4,95 m), A (7 m); B (1,75 m); C (6,60 m); D, E, F, G, H.



- tor
- relief résiduel
- surface principale supérieure
- id. niveau inférieur
- replat indéterminé
- fracture probable
- pente supérieure à 16 °
- pente entre 8 et I6 °
- pente inférieure à 8 °
- ravin
- cône torrentiel
- terrasse fluviatile ancienne
- id. recouverte de sables et de quartz non usés
- basse terrasse
- éboulis limoneux avec head
- dépôt quaternaire indéterminé
- exploitation de lignites

FIG. 17

Leur accumulation a fossilisé, en certains endroits, des marnes vertes dont l'épaisseur est variable, qui recouvrent le socle cristallin. Ces marnes se sont révélées azoïques dans tous les sondages antérieurs à 1962. Jusqu'à cette date, elles furent considérées comme les homologues de celles de Roupar et la détermination de la nature des minéraux argileux qui les composent renforce en partie cette supposition. En fait, en un endroit, pour l'instant isolé, de l'attapulgite a été reconnue (80 % d'attapulgite, 20 % d'illite). Ailleurs, il s'agit de montmorillonite et d'illite (alors très ouverte). *Cf. tableau XI.*

TABLEAU XI

Analyses d'argile dans le gisement de Puentes de Garcia-Rodriguez

Coupe à ciel ouvert correspondant au prélèvement des lignites				Sondage 19-63 de l'Empresa Calvo Sotelo			
Profondeur	Désignation	Kaolinite	Illite	Profondeur	Désignation	Kaolinite	Illite
1,50 m	δ b	30	70	14,50 m	63,05	50	50
2,20 m	δ c	20	80	15,50 m	63,06	30	70
2,90 m	δ d	50	50	16,17 m	63,07	50	50
.	.	.	.	17 à	63,08 à	60	40
.	.	.	.	19,30 m	63,12	.	.
9,90 m	δ i	40	60	19,50 à 20 m	63,13 et 63,14	40	60
10,30 m	γ 47	20	80	.	.	.	.
11,20 m	γ 46	30	70	.	.	.	.
11,50 m	γ 44	50	30 (1)	.	.	.	.
13 m	β 42	40	60	.	.	.	.
	.	.	.		63,15	50	50
	.	.	.		63,16	50	50
env. 19 m	β 38	90	10		63,17	60	40
env. 22 m	β 35	90	10		.	.	.
env. 23 m	β 34	90	10		.	.	.
24 m	β 32	100	—		.	.	.
	.	.	.		63,19	70	30
28,40 m	β 28	100	—		.	.	.
31,60 m	β 24	100	—		.	.	.
35,20 m	β 20	100	—				
41,10 m	β 16	100	—	Base de sondages à P.G.R.			
42,60 m	α 13	80	20	N° année	I.	K.	M + Inter.	A.
43,60 m	α 12	40	20 (2)					
46,10 m	α 11	50	50 (2)	1959	20	—	—	80
50 m	α 5	60	tr (2)	1962-1	60	20	20	—
				1962-2	60	30	10	—
52,40 m	0.3	80	20	1961	90	10	—	—

(1) 20 % d'interstratifiés.
(2) α 12 contient aussi 40 % de montmorillonite, α 5, 30 % et α 11 des traces de ce même minéral.

K = kaolinite
I = Illite
M = Montmorillonite
Inter = édifices à 14 Å + Montmorillonite
A = attapulgite

Tout récemment, des fossiles ont été découverts par M. PORTELA dans les sondages effectués en 1962 par l'Empresa Calvo Sotelo. Ils ont été rencontrés, les uns dans les marnes sous-jacentes au lignite, les autres dans un niveau argileux reposant sur des lignites, de façon discordante. Leur détermination nous a été fort aimablement communiquée par M. PORTELA et la Comision

Nacional de Geologia. Dans les deux cas, l'état de conservation des fossiles n'a permis que la détermination des genres, certains de façon douteuse seulement. Il s'agit de :

— *Pisidium.*
— *Bythinia gracilis.*
— *Bythinia.*
— *Cyclostoma* (douteux et peu nombreux).
— *Malanopsis* (peu nombreux).

Les trois premiers genres déterminés peuvent être comparés respectivement à *Sphaerium*, *Hydrobia Sandbergeri* et *Hydrobia Duboissoni* rencontrés à Roupar. Il y a donc beaucoup de chances pour que les sédiments de base des lignites soient à rapporter eux aussi à l'Aquitanien comme le laissait déjà supposer la présence d'attapulgite dans ces deux bassins.

L'analyse pollinique des lignites (et argiles intercalés) ne contredit pas cette détermination, et vient même la corroborer dans une certaine mesure. Il nous manque, pour établir la chronologie avec plus de certitude, l'examen des lignites les plus profonds. Nous n'avons pu prélever, en effet, que dans les 70 m supérieurs des lignites les échantillons soumis à la pollenanalyse. Des bancs sous-jacents, il ne reste que des témoins de sondages n'offrant pas assez de garantie en ce qui concerne leur pureté et leur niveau. Nous allons voir que ce qui a été étudié se rapporte au Miocène supérieur; il n'est pas interdit de penser que les quelque cent mètres sous-jacents de dépôts ligniteux qui reposent sur les marnes « aquitaniennes » correspondent au Miocène inférieur (Burdigalien, Helvétien). En tout état de cause, le Bassin de Puentes nous offre la possibilité de percevoir les changements de conditions morphogénétiques qui s'établirent entre l'Eogène et le Néogène. La flore fossile, étudiée en détail par J. Médus (1), s'est en effet révélée fort riche et fort précieuse. *(V. pl. hors-texte n° 8).*

L'ensemble des pollens biailés d'Abiétacées décrit au long du diagramme une courbe représentant d'assez notables fluctuations. Leur accroissement est remarquable à partir des niveaux α 11 et α 12; leur pourcentage de 10 % arrive à 30 % avec des pointes jusqu'à 40 % en β 25 et β 38 (2). Parmi eux, on a distingué ceux du groupe *Haploxylon* de ceux du type *Silvestris*. Vers la base du diagramme, l'*Hapoxylon* représentait 30 %; vers le haut (γ(j)) il tombe à 17 %. Ce qui revient à souligner la part du *Pinus* type *silvestris* dans l'accroissement de leur fréquence.

Dans les autres pollens de Gymnospermes, de très rares *Keteleeria* et *Cedrus* apparaissent de manière erratique. Les Podocarpacées sont toujours très nettement dominées, pour devenir rarissimes dans le tiers supérieur du gisement. D'autres genres à pollens inaperturés sont assez nombreux, mais leur détermination fine est malaisée. Un premier type correspond à des Cupressacées, genre *Juniperus*. Les Taxodiacées (*Taxodium, Sequoia, Metasequoia, Cryptomeria, Glyptostrobus*) et peut-être certaines Taxacées (*Torreya*) figurent aussi. Ce groupe a son optimum de fréquence vers le milieu de la série analysée.

Le comportement des pollens monocolpés, appartenant à des Palmiers (type *Sabal* et *Granophyllum*) est précieux; leur représentation se limite aux niveaux inférieurs. On doit le rapprocher de celui de plusieurs dicotylédones arborescentes : Sapotacées, *Myrica* (cf. *faya*), *Rhus*, Simarubacées, qui disparaissent au-delà de β 30.

Par contre, un autre groupe d'espèces plus « récentes » les relaient avec *Carya*, puis *Betula*, *Coylus-Carpinus*.

Ces variations s'enregistrent parallèlement aux fluctuations de trois autres groupes, présentant une constance assez grande, dont la plus ou moins grande importance reflète des modifications plus édaphiques que climatiques : *Engelhardtia*, parmi les Juglandacées; des Lycopodiadées et *Adiantum* parmi les Ptéridophytes, et des Cyrillacées (dont les fréquences, conformes à celles d'*Adiantum* (cf. *C. Veneris*), et *Lycopodium carolinianum*, sont inverses d'*Engelhardtia*, *Typha* et *Sparganium*).

(1) J. Médus **(321)** en a fait le sujet de sa thèse de Troisième Cycle sous la direction de MM. Emberger et Pons (Faculté des Sciences de Montpellier). Un premier aperçu des résultats obtenus a fait l'objet de publications antérieures : **(322)** et **(353)**.

(2) La courbe donne le % des pollens biailés sur pollenospores en totalité.

D'autres espèces de pourcentage plus faible, sont également d'utiles indicatrices de données « qualitatives » (Ericacées, Ulmacées, Urticacées, Moracées, *Hydrocharis*, Menyanthès). Les Urticacées-Moracées disparaissent assez tôt, vers β 41 (sommet de β) après un accroissement en α 12.

Au sein de ces divers pollens, J. Médus considère trois groupes :

1. — Il en est qui correspondent à une flore d'affinités « Tertiaire ancien » (optimum oligo-miocène) : tels *Rhus, Symplocos*, Simarubacées, Palmiers.

2. — Un second ensemble est plutôt « mio-pliocène » (*Carya*) ou plus moderne. Présent sur l'ensemble du diagramme, il s'affirme à partir de la fin de β et devient quasi exclusif en ε. Il prend ainsi le relais d'espèces représentant des conditions « canariennes » attestées par *Myrica cf. faya, Davallia cf. canariensis*. Il *reflète un abaissement thermique, mais l'humidité reste considérable; ce dernier trait domine en fait l'histoire de la végétation* (1).

3. — D'autres espèces reflètent une certaine zonation, grâce à leur écologie assez stricte : il est des plantes aquatiques (ou palustres) et subaquatiques (Nymphéacées, Typhacées, Sparganiacées). Certaines jalonnent les abords immédiats de lagune (Cyrillacées, Taxodiacées, *Nyssa, Davallia, Adiantum, Lycopodium carolinianum*). D'autres encore, héliophiles, peuplent des pentes plus éloignées (Sapotacées, Abiétacées, et surtout *Engelhardtia*, qui en pays subtropical humide occupe les versants assez bien drainés). Or, les courbes se compensent constamment entre les plantes indicatrices de milieux héliophiles et celles qui cernent ou peuplent les lagunes. L'ensemble du diagramme pollinique de Puentes enregistre donc des variations significatives de faits climatiques et de traits édaphiques, ainsi que des concomitances que J. Médus s'est attaché à faire ressortir. Les faits s'éclairent surtout à partir d'une distinction effectuée entre éléments « autochtones » (pollens ou spores qui ne sont pas susceptibles d'un long transport), et éléments « allochtones » plus facilement transportés. Leur variation reflète le degré d'ouverture du couvert végétal. Sur le plan édaphique, les zones où les pourcentages de pollens d'héliophylles : Typhacées, Sparganiacées, *Engelhardtia*, présentent des valeurs optimales « correspondent assez exactement à celles dans lesquelles les pollens des plantes croissant au-delà des limites de la lagune et de la végétation qui lui est inféodée présentent aussi leurs fréquences optimales (telles que les Ulmacées, les Urticacées, Moracées, et les *Carpinus* » (2). Or, ces zones encadrent les maximums de *Lycopodium cf. carolinianum, Adiantum*, et Cyrillacées (niveaux inférieurs à A 1, et supérieurs à β 14, jusqu'à γ 44).

Ainsi s'opposent, et alternent, des phases où la sédimentation dans la lagune enregistre des dépôts de pollens caractéristiques : la base des lignites étudiés, jusqu'à A 1, reflète une végétation comparable à celle que l'on trouve dans les régions canariennes humides. Les Cyrillacées, *Myrica cf. faya, Rhus* sont abondants; la forêt est assez dense et fermée. Puis survient une phase marquée par l'accroissement des Moracées, d'*Engelhardtia* et celui des Typhacées et Sparganiacées. Il s'y produit des mouvements hydriques notables, soulignés par la présence d'*Hydrocharis*. Cette situation dure jusqu'au niveau β 14, à partir duquel le couvert végétal fait de nouveau écran à la pluie pollinique d' « allochtones ». Ce changement est accompagné d'une modification floristique : poussée de pollens biailés d'Abietacées, disparition des plantes caractérisant les climats chauds et humides (Simarubacées, Sapotacées, *Rhus, Myrica*), peu à peu remplacées par des plantes d'ambiance plus tempérée. On trouve ainsi à partir de β 14 jusqu'à γ 44 une végétation comparable à celle des forêts-marécages des zones subtropicales humides. Enfin, à partir de γ(j), le paysage forestier des environs de la lagune s'éclaircit à nouveau : reprise des *Engelhardtia*, développement des Abietacées de type *silvestris* surtout, des Ericacées aussi. Un abaissement thermique doit en même temps faire reculer les Cyrillacées et justifier la place des espèces tempérées (3).

Dans cette évolution, quelle est la part des phénomènes morpho-tectoniques ? géomorphologiques ? climatiques ? Nous avons cherché à le savoir en examinant en détail la sédimentation et en faisant procéder à la détermination des argiles aux rayons X. Ce qui est déduit du dia-

(1) J. Médus (**321**) passim. *Myrica cf. faya* disparait en γ (j), le dernier d'un groupement de végétaux à caractères nettement subtropicaux. Le relais est pris par des plantes plus tempérées, surtout *Corylus-Carpinus*, et les Ericacées.

(2) (**321**), p. 56.

(3) J. Médus (**321**), p. 57-58.

gramme pollinique est éclairé par les données sédimentologiques. Un des faits les plus frappants et qui est bien visible sur les photographies de la planche II est le caractère rythmique des dépôts, c'est-à-dire l'alternance multiple et constante des argiles et des lignites, en lits minces et réguliers dans chaque série ligniteuse, et à une échelle différente, l'intercalation de bancs surtout argileux entre chaque série essentiellement ligniteuse. Mais le rythme n'a apparemment pas été le même tout au long du jeu de la subsidence. La série ligniteuse β apparaît particulièrement puissante par rapport à A-α et aux séries γ, δ, ε où les argiles sont plus abondantes par rapport aux restes végétaux. Or, elle coïncide avec une pluie pollinique d'autochtones, reflétant une longue période de stabilité climato-édaphique.

Les coupures biologiques semblent donc être aussi des coupures sédimentologiques. Cela se confirme à l'examen des minéraux argileux (1). La kaolinite abondante coïncide avec les paysages biologiques les plus « autochtones » antérieurs à A 1 et postérieurs à β 14; l'illite ou la montmorillonite par contre prédominent dans les niveaux α 9 et α 13, l'illite seule dans les niveaux supérieurs à β 38 - γ 41, là où se marque l'importance des *Engelhardtia* et des héliophylles, et un drainage moins stagnant. *(Cf. Tableau XI et pl. hors-texte n° 8).*

La coïncidence n'est sans doute pas fortuite, et nous conduit à envisager l'éventualité d'une modification de la valeur des pentes, accentuées lors des accumulations plus illitiques. Nous n'en avons malheureusement pas d'autres indices. Il reste possible que la variation des pourcentages des minéraux argileux résulte de variations climatiques. La présence de la montmorillonite dans les argiles de la série α peut s'expliquer de deux manières. Dans une hypothèse « climatique », sa présence indiquerait une évolution vers des sols de type savane; alors l'assèchement aurait réduit la tolérance du milieu, et expliquerait qu'il y ait eu une relative augmentation, corrélative, des espèces arborées anciennes. Dans une hypothèse « tectonique » la montmorillonite traduirait une désorganisation du drainage, devenu alors momentanément insuffisant. Ce qui est certain, c'est que les deux modifications perturbant le développement de la végétation « autochtone » n'ont pas la même signification. La plus tardive paraît liée à un changement progressif du climat, devenant plus tempéré. La plus ancienne réflète davantage une modification brutale des « conditions stationnelles » (J. Médus) et une « crise » climatique dont nous aurons par ailleurs un autre indice (v. p. 138) sans que l'on sache si le renversement du rapport entre « allochtones » et « autochtones » — en faveur des premiers — ait été amorcé par des faits d'ordre morphologique ou climatique. Comme le bassin de Puentes ne s'est rempli qu'en fonction d'une subsidence notable, il est tentant de trouver dans les phases où se modifient les conditions « autochtones » les indices de modifications morphotectoniques (regain de mouvements aquatiques, pentes plus accusées, altération chimique moins favorisée). Au sommet du diagramme il y aurait eu coïncidence entre une évolution biologique imposée par l'abaissement thermique, et une lente modification stationnelle (manifestation de l'antéclise galicien ?). En tous cas, la morphologie de l'avant-pays qui cerne les plateaux suppose, comme on le verra, le jeu de poussées tectoniques au cours du Miocène. Nous pouvons à tout le moins dire que les accumulations angilo-ligniteuses de Puentes n'infirment pas cette hypothèse. Ils pourraient plutôt en renforcer la probabilité.

Il est certain par contre que la tectonique s'est manifestée après le dépôt des lignites les plus récents observés — et ce ne sont pas forcément les derniers —, puisque les couches ont été tronquées. Les synclinaux en effet ont été réalisés entre le moment de sédimentation des couches ε et le dépôt des morts-terrains quaternaires. La datation des lignites, outre son intérêt propre, est précieuse pour placer dans le temps cette ultime phase épeirogénique. Ajoutons que le mécanisme de ce plissement en synclinaux d'inégale ampleur doit être trouvé dans un jeu différentiel de compartiments du socle-support, dénivelés le long de failles subverticales. Il ne s'agit pas, en effet, d'un glissement général sur les flancs de la cuvette de subsidence, mais de déformations dues à des accidents répétés et répartis sur l'ensemble de la dépression. Des ruptures ont eu lieu dans la masse des lignites, avec, sur les bords, des failles de plusieurs mètres de rejet. Telle est du moins l'explication qui semble s'imposer à la suite des nombreux sondages

(1) La courbe de fréquence des argiles a été établie à partir de 21 déterminations faites sur des échantillons prélevés selon le même itinéraire que les lignites. Les argiles d'un sondage de l'Empresa (n° 63) ont confirmé le profil (19 échantillons entre 14 et 106 m).

effectués par l'Empresa Calvo Sotelo. Par ailleurs, l'allure synclinale n'est pas liée à des conditions originelles dans diverses cuvettes où auraient pu jouer des phénomènes de compaction. En effet, l'épaisseur des lits reste assez constante d'un synclinal à l'autre. Ils gardent en outre une disposition en couches continues, et non en lentilles.

La confrontation de la flore de Puentes avec celles de France ou d'Espagne que l'on a pu dater avec certitude permet à J. Médus de *rapporter les lignites de Puentes au Miocène supérieur* (Tortonien-Pontien) (1). Le Miocène aurait donc été marqué après l'Aquitanien, par une longue période de climat chaud et assez humide, favorable aux altérations chimiques, à la sédimentation kaolinique et ligniteuse; il aurait enregistré aussi une ou deux pulsations tectoniques tandis que le dernier mouvement du sol, le plus important, serait du Pliocène ou du Quaternaire ancien. J. Médus a certes eu beaucoup de difficultés pour dater une telle formation végétale, puisqu'il a du s'appuyer sur des analyses effectuées sur des flores assez éloignées de Galice. Son choix en regard du schéma stratigraphique proposé par C. Sittler (**466**) introduit un certain décalage par rapport aux flores françaises — pour C. Sittler, il n'y a plus de Sapotacées, plus de Palmiers type *Sabal* au Tortonien; *Rhus* et *Engelhardtia* y sont assez peu fréquents —. Il ne paraît pourtant guère normal de rapporter à l'Helvétien les *Betula, Corylus, Fagus, Carpinus,* déjà présents dans la partie inférieure de la coupe utilisée. On les rencontre bien dans le Vindobonien d'Estavar, mais à 1 400 m d'altitude. Par ailleurs, les spectres polliniques s'écartent de ceux que l'on connaît pour le Pliocène portugais de la vallée du Cavado (2). Avec J. Médus, nous admettons un comportement original de la Province Galicienne. « L'abaissement thermique miocène, constaté de façon quasi-générale en Europe, s'il se fait sentir dans la partie océanique de la Péninsule Ibérique, se trouve en quelque sorte « tamponné » par une humidité de fond, continue » (3). La persistance d'espèces d'affinités Tertiaire ancien, la présence du *Myrica cf. faya* (dont la limite septentrionale effleure à peine le Sud du Portugal) confèrent à la Galice occidentale un rôle de « réserve », permis par sa position géographique comme par l'ambiance humide. C'est à cela que serait dû le caractère tardif de la progression, lente et décalée, des formes de végétation tempérée humide. G. Zbyszewski, à propos des faunes, des flores et de leurs variations, émet des idées très voisines pour les régions côtières et spécialement pour le Portugal (4).

D. — LES PROBLÈMES D'ENSEMBLE

Au terme d'une présentation des données géologiques et morphologiques rencontrées dans cette partie de Galice, un certain nombre de points peuvent être éclairés. D'autres questions se posent aussi devant lesquelles nous restons hélas sans réponse. Une première catégorie de problèmes concerne les effets de la tectonique; une seconde se rapporte aux conditions morpho-climatiques qui ont présidé à l'évolution des formes jusqu'à nos jours.

1° *Les effets de la tectonique.*

Les lignites de Puentes de Garcia-Rodriguez ont dû leur lieu de dépôt et leur importance au jeu de la tectonique. Les mouvements qui ont affecté la surface principale, amorcés probable-

(1) J. Médus (**321**), p. 72-79. Bassins de Narbonne (Armissan, Peyriac = Aquitanien; Gergovie = Burdigalien; Iles Baléares (id.), Estavar = Vindobonien; Coirons = Helvetien-Tortonien; Joursac = Pontien; Orignac = Pontien.

(2) O. Ribeiro *et Al.* (**420**), p. 91 : C. Teixeira (**481**), p. 18. Une argile ligniteuse y a livré : *Lygodium Gaudini; Pteris cf. parschlugiana, Fraxinus* et *Populus, Sphaerites, Pinus silvestris, Blechnum geepperti* ou *dentatum.*

(3) J. Médus (**321**), p. 77 : la substitution progressive des formations tempérées humides aux formes canariennes humides reflète cette ambiance, en même temps que le manque d'agressivité des éléments européens dont la fréquence ne s'accroît que tardivement.

(4) G. Zbyszewski (**538**), p. 8-9 et 12.

ment à partir de l'Aquitanien, ont dû s'accentuer après la constitution de la banquette marginale fini-oligocène ceinturant le niveau supérieur, une centaine de mètres en contrebas. La subsidence de la dépression de Puentes atteste que les déformations n'étaient pas terminées au Pontien. Leur ampleur a-t-elle été suffisante pour porter les surfaces à leur altitude actuelle ? La mesure du soulèvement peut être approximativement donnée par la valeur de la dénivellation qui sépare le niveau de l'aplanissement fondamental et le socle supportant les lignites. Celle-ci est de l'ordre de 270-370 m, mais il n'est pas tenu compte de la dégradation que le talus a pu subir depuis la fin du soulèvement. Toutefois il n'apparaît pas avec évidence que le soulèvement miocène ait suffi à porter les plateaux à leur altitude actuelle. D'ailleurs le problème de déformations plus récentes est posé par la disposition synclinale des lignites.

En relations avec cette épeirogénie, il faut considérer aussi l'installation du réseau hydrographique. Le cours de l'Eume retiendra plus spécialement notre attention. Ce fleuve coule en ignorant l'existence des bassins, ou presque. Il s'enfonce au contraire dans les fragments les plus soulevés du socle aplani. Antécédence ou surimposition ? La surimposition paraît peu vraisemblable, car il faudrait supposer la généralisation d'une couverture ou des lignites, ce que dément le caractère strictement localisé de ces dépôts : leur ampleur aurait dû être telle qu'elle annulât le jeu différentiel des blocs fracturés. L'antécédence est plus plausible. Bien sûr, l'Eume a dû être guidé dans son tracé par des fractures actives durant le Miocène. Il n'a pas utilisé celle qui engendra le bassin de Puentes, et que prolonge le profond sillon aujourd'hui emprunté par le rio Castro. Par conséquent, il faut penser que son cours a été orienté antérieurement vers le Sud-Ouest par un système de cassures. Cela s'admet volontiers puisque l'on sait que cette direction est responsable de la fracturation des sierras du Nord-Est de Roupar ou de la Loba.

Le profil longitudinal du fleuve appelle d'ailleurs aussi cette antécédence aux mouvements tectoniques. Le franchissement du rebord de la surface principale se marque pour l'Eume par une rupture de pente dans son profil, et une dénivellation de 200 m environ en 13 km de cours, soit une pente moyenne de 1,5 % (localement de 3 %). Profil jeune pour une rivière sans doute très vieille ! (Cf. Planche H.T. n° 9). C'est également dans cette même hypothèse que se justifient le tracé du rio Maciñeira, son affluent dont on a déjà parlé, et aussi le fait que l'Eume tourne le dos au versant cantabrique précisément à hauteur de l'endroit où le basculement des plateaux vers le Nord se fait sentir. On peut admettre que les reliefs résiduels constituaient, il est vrai, une barrière suffisamment continue à hauteur du Mte Caxado; mais l'existence de fractures SW-NE aurait sans doute permis son franchissement. On a ainsi de toute façon une preuve indirecte du caractère résiduel des reliefs dominant la surface éogène.

Le prolongement loin vers le NNE des éléments de celle-ci, jusqu'à proximité des rias de Ortigueira, del Barquero ou de Vivero suggèrerait, comme l'ont dit MM. Birot et Solé-Sabaris « qu'elle se trouve dans cette position exposée depuis un temps assez court » (1). Ce problème sera repris avec l'étude des régions voisines du littoral; mais d'ores et déjà, nous pouvons admettre que si la côte a acquis une position voisine de l'actuelle depuis longtemps, l'érosion régressive a dû se trouver paralysée par des mouvements étalés sur tout le Miocène. *A fortiori*, si le tracé du littoral actuel est de date récente.

2° Parallèlement au jeu de la tectonique, le relief a subi dans son façonnement les *effets des processus climatiques*. Quels furent-ils ? La flore des lignites de Puentes indique que pendant la période de différenciation tectonique du relief, le milieu morphoclimatique était celui d'une ambiance forestière, assez chaude et humide. On pense à un climat de type chinois (Shantung), virginien (2), ou canarien humide. L'altération, sous l'effet des processus chimiques, a dû se poursuivre si l'on en juge par l'abondance de la kaolinite présente dans le bassin de Puentes de Garcia-Rodriguez (v. tableau XI, p. 89); mais le ruissellement qui l'a entraînée de même que les troncs, feuilles ou tiges sédimentés là n'était pas non plus négligeable. On peut imaginer par conséquent des conditions favorables à une regradation des surfaces, à un déblaiement progressif

(1) P. Birot et L. Solé-Sabaris (57), p. 31.
(2) P. Birot : p. 106 et 109 *in* Colloque C.N.R.S., Lyon, 1952.

des noyaux rocheux résistants de leur gangue d'altérites; à un évasement, par recul des versants parallèlement à l'encaissement, des vallées qui creusèrent la pédiplaine.

Partout, aujourd'hui, les surfaces et les versants sont nettoyés et le colluvionnement fort réduit. Ce décapage a fait affleurer souvent la roche saine, ou n'a permis que le développement de « rankers ». Si la période corrélative de l'attapulgite correspond à un équilibre biologique (« biostasie »), la sédimentation argilo-ligniteuse serait l'amorce de la « rhexistasie » sous l'action de la tectonique. Mais celle-ci n'a dû probablement être manifeste qu'ensuite, lors des temps quaternaires (1). Les lignites tronqués à l'horizontale donnent témoignage d'un changement climatique survenu en période de calme tectonique. Quel fut ce système d'érosion ?

Trois endroits offrent des coupes qui permettent d'aborder cette question : à Puentes même, dans le matériel limono-caillouteux qui surmonte les lignites; à Roupar-Cabreiros, dans le couloir du rio Trimaz; et à Guittiriz, dans le col entre les sierras qui fait communiquer les extensions occidentales et orientales de la pédiplaine.

Le « Quaternaire » de Puentes est constitué en partie par les produits de remaniement des lignites érodés, certains bancs ayant même pu rester en saillie au sein de ce dépôt. Le reste du matériel provient des versants encadrants; il s'agit soit de limon gris ou ocre rouge (quand les schistes sont ferrugineux), soit de pierraille schisteuse ou quartzeuse. Parfois, comme à El Alto ou Teja, à proximité de l'Eume, une terrasse fluviatile surmonte cette formation. Les cailloutis, quartz à arêtes retouchées (2), schistes, ardoises en plaquettes ou esquilles, sont, ou bien disséminés dans la pâte limoneuse, ou bien en accumulation plus dense (0,40 m à 0,60 m), quelquefois en poches ravinant le matériel sous-jacent. Certaines coupes suggèrent l'action des processus périglaciaires de cryoturbation (3). Malgré cette modification, on reconnaît aisément un apport massif, d'abord fait du ruissellement (lentilles de sable, ou d'arène grossière), puis sans doute de la solifluxion.

L'âge de cette formation peut être envisagé en fonction de la terrasse de l'Eume qui la surmonte. Nous avons rencontré celle-ci près de l'Empresa et au lieu dit El Alto, à 25 m au-dessus du cours actuel du fleuve. C'est une accumulation sur 2,20 m à 8 m d'épaisseur, de galets ocres, bien émoussés, de quartz et de quartzites teintées d'où les schistes sont quasi absents. Du sable fin assez bien trié forme les lentilles, ou sert de liant aux galets. Sous les villas des ingénieurs de l'Empresa, les coupes montrent localement un sol tourbeux gris intercalé entre la formation de terrasses et les sables d'arène grossière sous-jacents et parfois le gore est pénétré en coin par le sol et les galets. Or, cette terrasse ne peut guère être mise en relation avec les oscillations du niveau de la mer, dont nous sommes séparés par plus de 30 km et par les gorges et rapides déjà mentionnés. Terrasse climatique probable et qui doit être assez ancienne, car un autre niveau a été trouvé en amont de Puentes à + 15 m, dominant des accumulations marginales du lit mineur elles-mêmes hautes de 3 m. Provisoirement, il pourrait s'agir pour la terrasse de 25 m d'un âge Mindel. La formation hétérogène mal usée sur laquelle elle repose serait alors antérieure, la cryoturbation pouvant dater du Mindel ou du Gunz.

A Roupar-Cabreiros, un matériel d'épandage reflète lui aussi un caractère plus ou moins torrentiel. Sur 2 m d'épaisseur, on y voit du sable lité disposé en lentilles imbriquées passant, vers le haut, à un cailloutis surtout quartzeux, et paraissant provenir du pied de la Pena Grande (Pilar da Modia). Une terrasse, élevée de 15 m au-dessus du rio Trimaz, la prolonge plus à l'Est; celle-ci est faite de galets usés de quartz, quartzites, associés à des fragments quartzeux et schisteux non usés et des fragments ferrugineux de croûte de nappe phréatique qui proviennent sans doute de l'épandage. Ici encore probablement, la terrasse s'emboîte dans un matériel mis en place par ruissellement.

Le Quaternaire ancien a laissé également des traces à *Guittiriz.* Une coupe dans un cône torrentiel, réalisée lors de la rectification de la route entre les kilomètres 555 et 554,5 de la route de

(1) Cf. La théorie de H. Ehrart (138), p. 12 et 13.

(2) Leur morphométrique donne aux médianes d'émoussé et d'aplatissement les valeurs de 85 et 1,89.

(3) Toutefois compte tenu des lignites sous-jacents, on peut hésiter, et songer à des effets de tassement responsables de ces formes de détail.

Madrid, en fournit la preuve. Dans une publication antérieure, nous l'avons décrite de façon détaillée (1). L'essentiel des conclusions dégagées alors ou qu'un nouvel examen nous a fournies (2) se résume ainsi : la disposition lenticulaire de la formation, mise en place par le ruissellement, fait alterner des lits de sable ou de limon et des bancs de cailloutis. Les lits de cailloux quartzeux (de 3-7 cm en majorité) et de fragments schisteux mal conservés attestent par l'usure qu'ils enregistrent un transport de quelques kilomètres (3) selon un écoulement vers le SSE. Des lits de graviers à matrice fine, issus de schistes, sont imbriqués dans les lentilles plus vastes de cailloutis ou de matériel sablo-limoneux. Ce dernier varie d'aspect et de composition du bas vers le haut de la coupe. A la base, le sable provient d'une arène essentiellement quartzeuse, corrodée. Ce gore a du être mobilisé par un écoulement intermittent. Vers le milieu de la coupe, les quartz ne forment plus que 50 % du matériel fin; des schistes et des micas s'y associent; une rubéfaction intense affecte l'ensemble du dépôt. Il semble qu'il faille voir là le fait que c'est désormais la roche saine qui est attaquée, en l'occurrence des schistes cristallins ferrugineux. Enfin localement, vers le sommet, la ferruginisation diminue; un limon ocre jaune apparaît, qui doit représenter un produit de décantation et dont les matériaux proviennent d'un sol si l'on en juge par l'abondance de petites concrétions tubulaires réalisées autour de petites racines. Si la base garde des traces des climats chauds tertiaires, la grande masse de la formation est le résultat d'action torrentielle sous climat frais.

La coupe révèle en outre l'action des phénomènes de cryoturbation quaternaire. La photo 62/11/6, planche II et les dessins fig. 18 montrent assez bien la marque des poches, fentes et plications réparties en deux niveaux séparés par un horizon où le litage n'est pas dérangé et qui tronque les festons du niveau inférieur. L'efficacité du gel a dû être très accusée, avec une remission intermédiaire. Le limon supérieur représenterait la fin de la période froide, sa cryoturbation superficielle n'étant que l'effet probable d'un épisode périglaciaire ultérieur.

De toute évidence, la surface d'érosion principale et les reliefs résiduels ont subi après les climats subtropicaux du Mio-Pliocène, un façonnement périglaciaire ancien. La datation de celui-ci ne peut encore être précisée avec certitude. Mais il y a tout lieu de croire que le ruissellement y a joué un rôle au moins aussi important que la solifluxion.

En bref, les plateaux dominant du côté de l'Est les rias centrales permettent de caractériser assez bien l'aspect le plus général des reliefs de Galice intérieure. Ils se sont développés par réduction de chicots résiduels dont il ne reste que quelques « sierras » lourdes. Le socle cristallin était sans doute auparavant une surface polygénique que les premiers mouvements tectoniques posthercyniens (pré-éogènes ?) dérangèrent. L'allure massive des sierras dérive peut-être de cette « pénéplanation » primitive.

Les plateaux actuellement situés vers 600-400 m, frappent surtout par la planéité des interfluves, interrompus seulement par la saillie, sur quelques mètres, de filons de quartz ou de tors, ou par le léger creusement d'alvéoles lithologiques. Celle-ci permet de reconnaître l'existence de deux niveaux d'érosion, séparés par un talus rachetant une dénivellation de l'ordre de 80-100 m; le plus bas prend le plus souvent l'allure d'un épaulement. Leur morphologie reste fondamentalement identique. Elle traduit un façonnement où intervinrent de la même manière les actions d'altération chimique à côté des processus de planation.

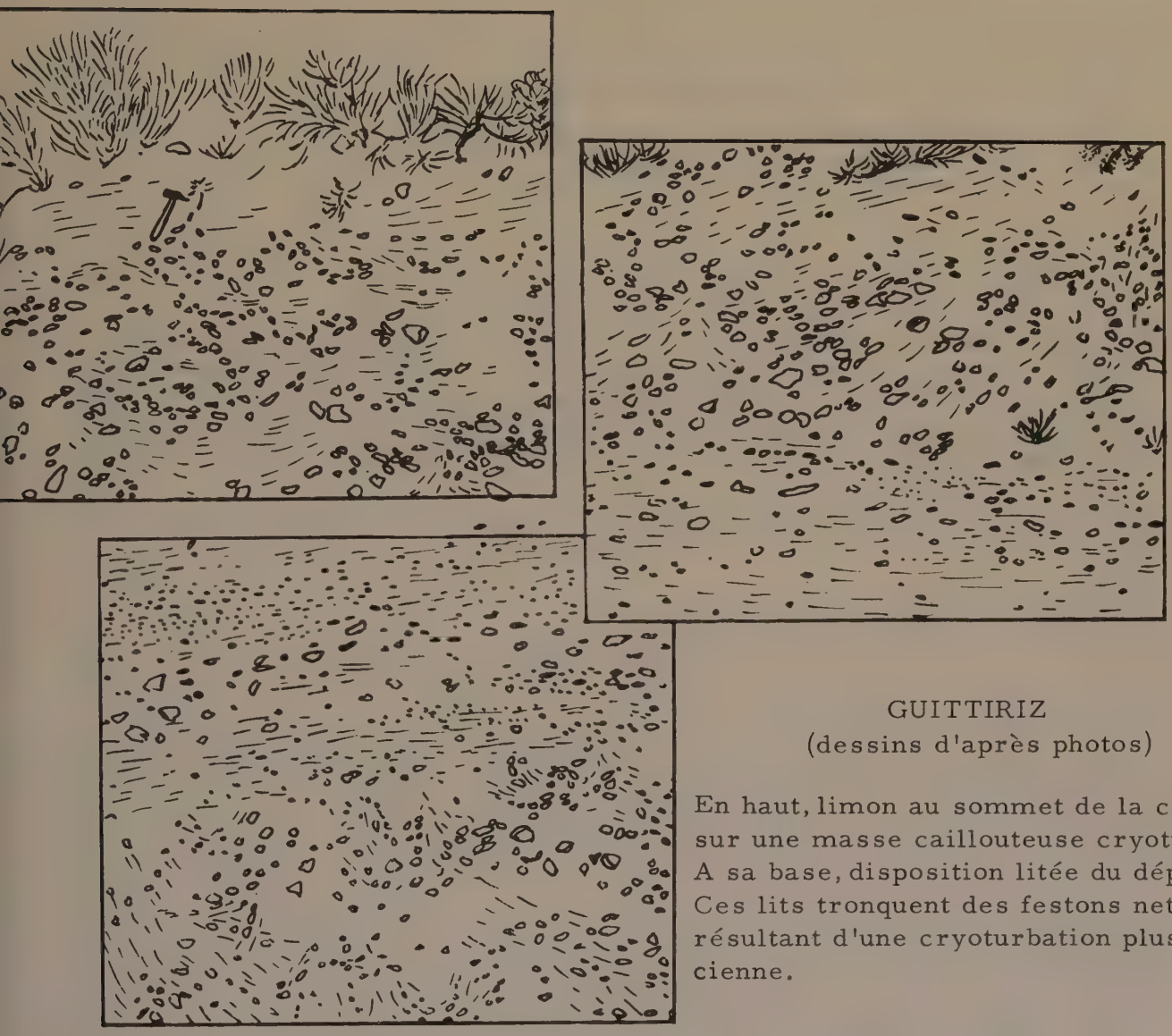
Les sédiments conservés dans le bassin de Roupar en apportent confirmation. La présence d'argile à attapulgite, corrélative de la fin de l'élaboration des surfaces de plateaux, souligne l'existence de climats de savane assez humides. Des fossiles font rapporter cette phase ultime de nivellement à l'Aquitanien. La division des surfaces fondamentales serait, à nos yeux, oligocène. De ce fait, nous distinguerons une « surface supérieure éogène » et une « surface aquitanienne » (4). Ultérieurement, les pédiplaines ont été déformées et soulevées. On constate un

(1) H. Nonn et J. Tricart (354), p. 41-44.

(2) A la suite de la visite sur le terrain qu'ont bien voulu faire avec nous MM. les Professeurs J. Tricart et R. Raynal.

(3) Emoussé 160; aplatissement 1,88.

(4) Ces désignations ne sont retenues que pour des raisons de commodité, faute de certitude absolue.



GUITTIRIZ
(dessins d'après photos)

En haut, limon au sommet de la coupe, sur une masse caillouteuse cryoturbée. A sa base, disposition litée du dépôt. Ces lits tronquent des festons nets, résultant d'une cryoturbation plus ancienne.

Fig. 18

gauchissement en direction du Nord, marqué aujourd'hui par une pente de 1,5 % sur plus de 10 km vers le domaine cantabrique. Du côté de l'Ouest, la tectonique a dénivelé des éléments de plateaux les uns par rapport aux autres, mais sans créer de très fortes différences d'altitude (celles-ci ne dépassent guère la centaine de mètres).

Au sein même des surfaces, le bassin à lignites de Puentes de Garcia-Rodriguez, lieu d'une subsidence importante (200 m ?), a permis d'établir que le climat reste chaud et humide pendant tout le Miocène. Les lignites, rapportés au Tortonien et au Pontien grâce à la palynologie, ont révélé aussi une ou deux phases de modifications morphotectoniques au cours du Miocène (variations de faciès des spectres). Sans doute s'agit-il en même temps, au moins une fois, d'un épisode où furent réalisées les conditions du milieu de savane.

Les pulsations positives affectèrent l'ensemble de l'antéclise, car les lignites ne sont pas alors dérangés. Ils le sont par contre après le dépôt des lignites pontiens. Plusieurs synclinaux ont été nettement dessinés, avant d'être tronqués par des épisodes torrentiels quaternaires. Il est donc établi que les derniers grands mouvements du socle en cet endroit datent du Pontien terminal ou du Pliocène. Les cours d'eau acquièrent alors un profil en long convexe à l'aval, preuve de leur antécédence. Parallèlement à cette évolution tectonique, on trouve dans les lignites, au Pontien, le passage à des conditions climatiques plus tempérées, mais encore humides. Cette humidité est un des traits majeurs de la morphogénèse en Galice.

Partout, les produits d'altération formés sous la forêt subtropicale humide miocène ont été enlevés. Aussi les phénomènes périglaciaires récents sont-ils rares. Les coupes où l'on peut observer les manifestations des climats froids quaternaires se rapportent à des phases assez anciennes (Gunz ? Mindel ?). Elles permettent d'en souligner le caractère torrentiel, qui a dû contribuer au décapage des versants. On est en droit de se demander s'il s'agit de « glaciaires » ou de « pluviaux ».

CHAPITRE II

LES MARGES DES PLATEAUX JUSQU'AUX ABORDS DES RIAS CENTRALES

voir carte géol. fig. 11 et pl. hors-texte n° 1 et 2

Nous avons laissé la surface fondamentale supérieure souvent flanquée de son épaulement au moment où elle surplombe le fond de la ria de Ortigueira et surtout le « Golfe Brigantin » (ou pays des « Mariñas »). De quelque endroit du bas-pays que l'on observe les paysages, elle en est la toile de fond imposante. Pourtant le passage des altitudes de 400-500 m au niveau de la mer n'est pas constitué par un talus simple et uniforme. Il est utile de le préciser dès maintenant, d'autant que les vicissitudes que les pédiplaines ont subies au Mio-pliocène, et qui nous furent révélées par les lignites de Puentes de Garcia-Rodriguez, ont dû nécessairement s'inscrire sur les bordures. En outre, il est probable que durant le Quaternaire les formes de relief durent évoluer de manière distincte. Au lieu d'une topographie plane et uniforme, peu rajeunie, nous trouvons du côté de l'Océan des dénivellations sensibles, soumises à l'érosion régressive, quoique la rudesse climatique soit bien atténuée.

La région des « rias centrales » comme son arrière-pays, est encore assez favorisée sur le plan des dépôts corrélatifs de cette histoire géomorphologique. Ainsi, pourront être avancées un certain nombre de conclusions précieuses pour la suite de notre analyse. — Nous réserverons l'étude du littoral proprement dit pour un développement ultérieur —.

Du littoral aux aplanissements éogènes, la zone de transition que nous considérons s'étend sur 15 à 20 km de large si nous mesurons son extension à partir des caps, tels que les pointes Prioriño, Coitelada, Torrella; mais les profondes rias du Ferrol et de Arès rapprochent le niveau de base à moins de 5 km des plateaux. Plus au Sud, le front de la surface aquitanienne, quoiqu'en retrait, se trouve à 12-13 km des rivages orientaux de la ria de Betanzos ou de sa partie amont. Dans l'arrière-pays des rias de Betanzos et de la Corogne, les éléments avancés — par la tectonique — du front des plateaux et qui gagnent vers le Nord progressivement, s'approchent à 20 puis 15, puis 13 km du fond des rias.

Quels éléments topographiques occupent cet espace ? Sur le flanc même du rebord des plateaux se développe, parfois sur plusieurs kilomètres, un palier assez plane duquel partent de longs versants, en plans inclinés vers les rivières ou les côtes. La position variable de leur point de départ, leur ampleur inégale, en font des éléments complexes et difficiles à analyser, mais néanmoins fort importants tant pour la morphologie que pour la géographie humaine (localisation des terroirs). C'est dans ces plans inclinés, plus ou moins transformés en collines par la trame dense de l'hydrographie de la zone côtière, que le littoral inscrit ses rias et ses baies.

I. — LES REBORDS DES PLATEAUX

La descente des surfaces d'aplanissement s'effectue la plupart du temps par l'intermédiaire d'un palier. Son altitude la plus fréquente est comprise entre 200 et 320 m. Son raccord avec les plateaux est généralement le lieu d'un abrupt net, en pente notable, soulignant bien un emboîtement.

Dans l'arrière-pays des rias du Ferrol et d'Ortigueira, il s'observe fort bien au Nord-Est de Somozas, en direction du rio Mera. Le « Monte » de Marban s'y développe sur 5 km de large. Une longue échine, d'altitude constamment comprise entre 270 et 320 m, étirée sur 7 km vers le Nord entre le rio de Mera et l'A° de Loureiro en est un second témoin. La pédiplaine les domine de 180-200 m, d'un talus assez rectiligne, long de 7 à 8 km sans interruption de l'W-SW à l'E-NE. La pente s'y maintient aux environs de 16-17°. Une érosion différentielle entre gneiss et roches vertes au NW, et schistes sériciteux et quartzitiques redressés au SE, ne peut être exclue de l'interprétation de cet abrupt (1). Il est curieux cependant que l'hydrographie, ici fort peu encaissée, ne souligne pas le talus car à proximité pourtant coulent deux rios dont les gorges profondes fournissent un niveau de base très bas. Le flanc oriental du Mte Gradoy, à l'W de Somozas, offre les mêmes caractères et peut dériver du contact lithologique entre les mêmes roches, orienté cette fois NW-SE (Mte de Ferreira, Garita). A l'Ouest d'une ligne Somozas-Moeche, la netteté de l'emboîtement s'oblitère. En premier lieu, les éléments de surface éogène semblent s'incliner vers le NW et l'W. En dérivent sans doute les Mtes Gradoy (360 m), Rodela (361 m), entre les rios Grande et de las Ferreiras; et au N de ce dernier, les Peñas da Cabra et da Senra (366-381 m). Ensuite intervient une lithologie plus confuse. Des décrochements affectent les contours (brutaux) entre roches vertes et schistes sériciteux. Des bancs de quartzite arment certains éperons, comme aux têtes de source du rio Pequeño. Ce qui en résulte, c'est que le palier dont nous parlons se trouve fréquemment disjoint des aplanissements éogènes par des dépressions profondes (à Moeche, le fond se tient à 70-80 m d'altitude seulement) ou par les vallées qui s'y raccordent. Au-delà de cette zone de transition, par contre, il acquiert une ampleur démesurée.

Nous manquons d'éléments de discussion pour justifier de façon nette cette différence d'étendue et de disposition de part et d'autre de Somozas. Ici un emboîtement net, mais un simple palier; là un véritable plateau interposé entre la pédiplaine et le secteur côtier. Nous reviendrons sur ce problème lorsque nous étudierons l'environnement de la Tierra de Ortigueira (VI[e] partie, Chapitre I).

Aux approches de la ria du Ferrol, nous retrouvons la disposition en gradin court et bien emboîté le long des cours d'eau, pénétrant « en doigt de gant » dans la surface principale. Le long du rio Belelle par exemple, il se tient à 320-330 m, soit 100 m en contrebas des plateaux et se développe sur 3 km. De même au N du rio Castro, un talus incliné à 12° fait passer du plateau de 450 m à des éperons de 320-330 m en bordure du rio Grande (hameau de Caince). De même, encadrant l'Eume inférieur et en partie également la ria de Arès, les altitudes de 300 m cernent le Monte Punxeiro (principal sommet de l'interfluve Eume-Belelle), supportent la route de Puentes de Garcia-Rodriguez à Puentedeume entre les kilomètres 4 et 8, et forment l'éperon que celle-ci longe jusqu'à Cabañas, près de la ria. Sur la rive Sud, si la ria ne s'inscrit plus dans ce niveau, du moins le retrouve-t-on le long de l'Eume sur 3,5 km de développement.

Mais bientôt le gradin de 300 m d'altitude reprend de l'ampleur. Car son extension était réduite auparavant par les multiples arroyos dévalant vers la ria de Arès. Au pied des montes

(1) Le contact est aussi le lieu d'un accident très ancien du socle, qui, s'il a rejoué, n'est pas actuellement souligné par l'hydrographie.

Queimado, Catarol, et des « galiñeiros » allongés du Nord au Sud au droit de la route Hombre-Monfero, de vastes interfluves de même niveau accompagnent les rios Anduriña et Vilariño (1). Encore une fois, la lithologie ne peut expliquer cette forme générale; aux abords de la ria de Arès, on la rencontre tant dans des schistes ou des gabbros que dans le granite gneissique à deux micas. A proximité de Villamayor, le granite gneissique comme le granite grenu de deux micas, pourtant plus massif, affleurent au même niveau. Tout au plus la dissection est-elle plus avancée dans les schistes et les gabbros.

Dans les alentours du rio Lambre, les « Brañas Longas » représentent le même palier (2), que l'aplanissement aquitanien domine d'un talus incliné à 12-14°. La rive gauche se trouve flanquée d'une simple banquette étroite et discontinue, comme aux environs des hameaux de Tiulfe et Ambroa (au pied des « brañas » de Lagoa). Un talus continu de 80 m de commandement

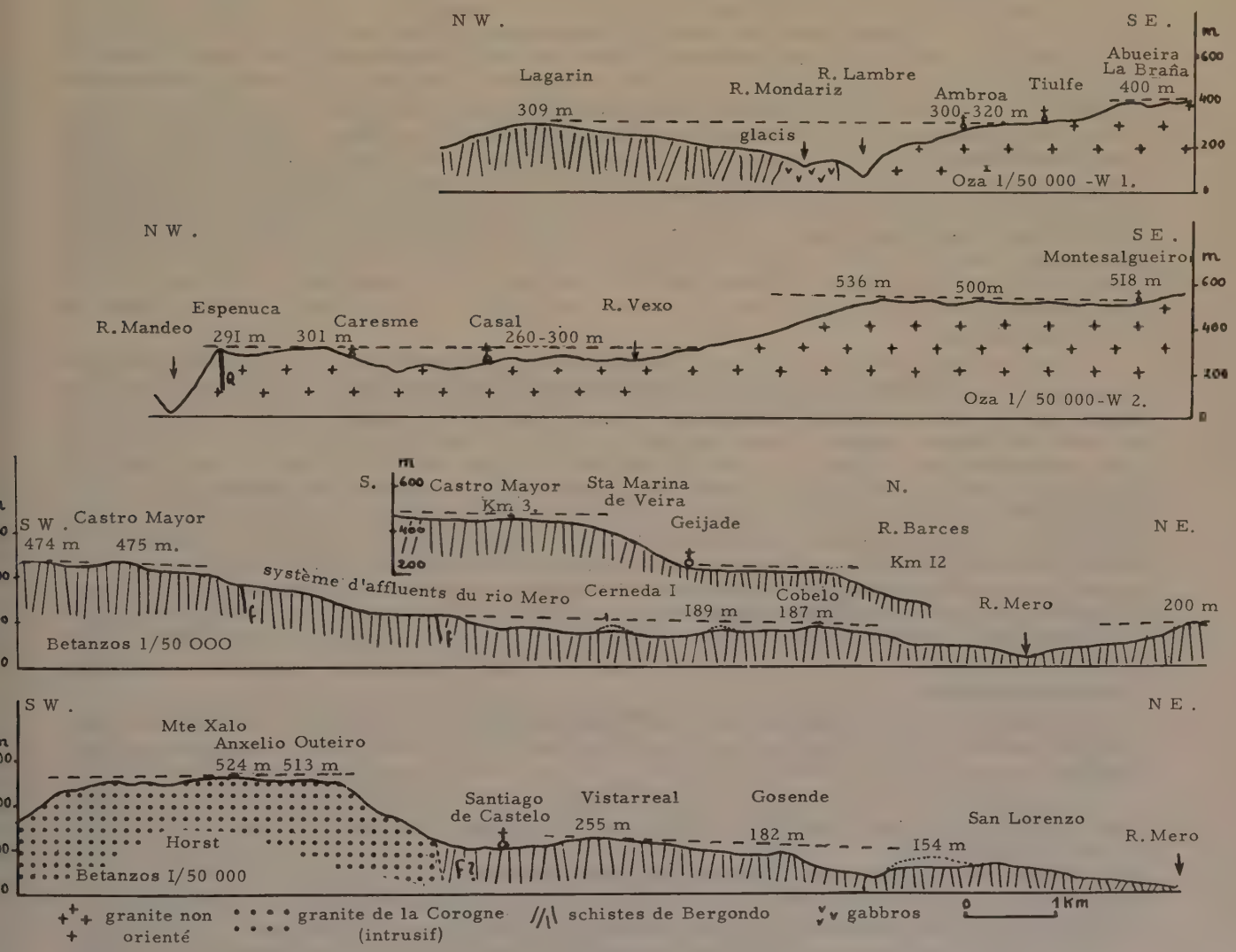


FIG. 19

(1) Tels l'Alto de Castrolo (320 m), les éperons de Maceira (320 m), de Nabeita (303 m), Cruceiro (320 m) ou ceux de Gabin et de Lagarin près de Villarmayor (310 m).

(2) Au pied du Mte Capelo, près du Monfero.

la délimite vers l'intérieur, bien net quoique sa pente reste inférieure à 10° *(cf. coupe Oza-I, fig. 19)*. Mais une fois atteint le bassin du Rio Mandeo, le niveau de 300 m reprend une ampleur considérable. Au Nord du confluent Zarzo-Mandeo, un interfluve plane de 3,5 km de long s'avance à cette altitude vers l'Ouest à partir du Monte Tourau (438 m); au Sud du Mandeo, l'interfluve qui le sépare du rio de Coiros s'étend sur 5 km vers le NW avec les mêmes cotes *(cf. coupe Oza 2, fig. 19)*. Le talus qui le distingue du niveau d'aplanissement principal rachète en 3 km une dénivellation de plus de 200 m (6-7°). Plus en amont, au bord du Mandeo, le même palier pénètre au sein des plateaux, portant les hameaux de Aturela et Capora (rive Sud). Dans ces deux cas, la terminaison aval du gradin coïncide d'assez près avec un contact lithologique (passage du granite grenu aux schistes de Bergondo); mais rien ne justifie la dénivellation avec la surface principale, qui reste souvent marquée par un talus de 10-12° de pente.

Une interruption se marque dans le secteur, très fracturé, des rios de Coiros et Miñatos (suivant probablement de vieilles cassures NW-SE), comme dans celui des rios Mandeo et Felin (NNE-SSW). Tout au plus peut-on soupçonner un épaulement de moins de 1 km d'étendue dans l'interfluve Miñatos-Mendo au-dessus de Sangorzo et de Medin (280 m). Plus à l'Ouest, le palier à 300 m d'altitude a disparu. Les plateaux supérieurs pourtant se prolongent, plus compartimentés il est vrai, mais encore mieux dégagés de ce fait. Cela ne signifie pas qu'il n'y ait plus de gradin entre eux et le « golf brigantin ». Une série d'échines, rendues parallèles par le tracé des affluents de rive gauche du rio Mero, ainsi qu'un vaste interfluve entre celui-ci et le rio Miñatos, doivent en être la continuation à une altitude inférieure. Entre Mero et Miñatos, il s'agit d'une longue avancée de 4-6 km se tenant constamment entre 260-210 m. Son extrémité aval se place exactement à hauteur de celle qui accompagne le rio Mandeo. C'est également vers 210 m puis 190-180 m que s'étendent plusieurs lanières entre les rios Mero et Fontao, entre celui-ci et le rio Govia jusqu'à Cobelo, entre le Govia et le rio Barcès jusqu'à Abegondo, et de part et d'autre du cours moyen de ce dernier vers Bordelle d'abord, puis jusqu'à Castro de Amear vers 200 m.

Toutes celles-ci prennent naissance au talus limitant les plateaux. Or, il est à souligner qu'à cet endroit le gradin est le plus bas, tandis que la surface principale est elle-même d'altitude moins élevée (356 m au Monte Montevello, 393 m à la Capilla de San Juan) ou bien plus fracturée en horsts de hauteur inégale : Castro Mayor (450-475 m), Monte Xalo (513-527 m). Fait d'autant plus intéressant que la lithologie une fois de plus n'éclaire pas cette situation : la totalité du paysage se développe ici dans les schistes de Bergondo. La disposition des gradins, calquée sur celle de l'hydrographie qui les entaille, est en fait étroitement en relations avec les données tectoniques. Tous les affluents du rio Mero sont de rive gauche; tous descendent de horsts, en direction du NE, parallèlement les uns aux autres, le front des blocs soulevés étant tourné vers cette direction. Les gradins, dont l'extension est à peu près de même importance partout (5 km), se trouvent de ce fait avancer davantage chaque fois vers le Nord au fur et à mesure que l'on se déplace vers l'Ouest. Ainsi les paliers de 200 m se trouvent solidaires des éléments de la surface principale dont le décalage réduit progressivement le domaine du paysage topographiquement inférieur.

Au terme de cette énumération, un peu fastidieuse peut-être, qui visait à présenter et localiser le niveau de 200-300 m, un certain nombre de faits peuvent être dégagés et quelques hypothèses avancées :

1) Il est hors de doute qu'*un palier décompose en deux la pente qui sépare les plateaux des bas-pays*. Cette rupture de pente se place plutôt dans le tiers supérieur, ou vers la moitié de cette dénivellation;

2) S'agit-il : *a*) d'un niveau partiel postérieur, développé par l'érosion au détriment de la surface principale ? *b*) ou plutôt d'un fragment moins soulevé du même ensemble ?

A l'appui de la première hypothèse se présentent les arguments suivants :

— le caractère sinueux du talus, qui sépare le niveau de cet épaulement de celui des plateaux;
— la pénétration du palier le long des artères hydrographiques vers l'amont, « en doigt de gant »;
— la quasi-constance de son existence, quelque soit l'orientation et les irrégularités du rebord des plateaux.

Dans cette éventualité, on devrait admettre que *sa réalisation se place lors d'une phase de remission* (assez longue pour que se réalise un nivellement sur 5 km au moins de large) dans la déformation tectonique qui a porté la pédiplaine à son altitude actuelle. Il faudrait accepter aussi que *son façonnement soit relativement ancien,* car à côté de la netteté de ses surfaces aux altitudes constantes, on note la dégradation des talus en grands versants de raideur atténuée (7 à 15°) et un perchement à l'altitude de 200-300 m.

La seconde hypothèse rendrait compte « à moindre frais » de la planeité du palier. Mais en sa faveur on ne peut guère évoquer que les rares endroits où, comme au NE de Somozas, le talus amont pourrait dériver d'un abrupt de faille, et le fait que l'extension et l'altitude du palier varient en conservant un certain rapport avec la tectonique de l'arrière-pays. Dans ce cas, la surface du palier serait celle de la pédiplaine, retouchée par une érosion postérieure. Mais il faut alors supposer une suffisamment grande ancienneté de ce soulèvement inégal, pour que les talus, qui seraient tous dérivés de cassures (?) se dégradent au point de n'être plus reconnaissables; pour que des auges très amples se développent aussi le long des cours d'eau. Le seul avantage de cette seconde hypothèse est donc l' « économie » d'une phase de nivellement. Toutefois, les faits sur lesquels elle devrait être assise sont fort ténus.

Il importe, avant de choisir, de savoir si le niveau de 200-300 m rencontré dans le Golfe brigantin est local ou s'il est développé ailleurs en Galice occidentale. De toute façon, nous pensons avoir établi dès maintenant *qu'il se présente sur le flanc de la surface fondamentale un épaulement créé ou retouché durant le Miocène.* En tout état de cause, ce palier a été réincorporé par les mouvements tectoniques ultérieurs à la masse des reliefs dominants. Quels aspects prennent les dénivellations résultantes ? Quelle est la topographie des pays situés en contrebas ?

II. — LES LIMITES EXTERNES DU PALIER DE 200-300 m

La détermination des contours du palier dont on vient de voir la présence générale est relativement difficile, tant sont disséquées ses extrêmités. Si le niveau des plateaux se cerne plus aisément, c'est qu'il est sauvegardé par son perchement comme par son éloignement du niveau de base général. Dans les secteurs plus proches des côtes, la lithologie et la tectonique ancienne sont mieux remises en valeur par une hydrographie élémentaire plus dense, et par une efficacité plus grande de l'érosion régressive. Rien d'étonnant à ce que le gradin interposé entre la surface principale et le littoral offre une bordure très festonnée.

Une difficulté d'un autre ordre intervient aussi : la pente même du rebord du palier est variable; tantôt c'est un abrupt massif et net, tantôt c'est une pente façonnée en vastes glacis inclinés, qui viennent se fondre dans les systèmes de vallées; tantôt encore des collines semblent prolonger les gradins vers l'aval et ce n'est pas sans quelque arbitraire que l'on désignera l'endroit où paraît s'arrêter l'extension du niveau de 200-300 m.

En schématisant quelque peu, nous pouvons présenter trois aspects régionaux différents des limites que nous voulons présenter :

— Entre la ria de Cedeira et le rio Grande de Jubia prédomine une topographie rendue surtout complexe par le jeu de la lithologie; le palier lui-même s'en trouve affecté. Pourtant les contours restent nets, notamment du côté de l'Ouest, et coïncident avec une ligne presque Nord-Sud partant du littoral à l'Est de la Playa de Frouxeira jusqu'à Jubia, en passant par Valdoviño. A leur pied, près de 150 m en contrebas, s'étend vers l'Ouest un secteur bas aux altitudes généralement inférieures à 100 m; c'est le « Valle de Trasancos » (1).

(1) E. Torre Enciso (**491**), p. 30, et cartes.

— A partir de San Saturnino jusqu'au rio Mandeo, la tectonique paraît plus importante, sans que la lithologie soit exclue de l'explication des pentes fortes observées. Des glacis faiblement inclinés s'y développent amplement.

— Le pays des « Mariñas » par contre, entre les rias de la Corogne et de Betanzos notamment, entièrement développé dans des schistes de Bergondo, est un domaine où palier et collines tendent à se confondre et participent d'une dissection en glacis généralisés.

a) Entre la ria de Cedeira et le rio Grande de Jubia

Nous y avons précédemment noté l'extension remarquable des altitudes de 260-300 m, qui parviennent à proximité même de la ria de Cedeira. Dans le détail, bien des nuances cependant se dessinent, qui seront envisagées en VI[e] Partie, chap. I. Nous ne retenons ici que son talus occidental, constitué par un alignement continu de dos rocheux sur 9 km du Nord au Sud, de part et d'autre de Valdoviño; cette échine culmine à 320-250 m. La crête correspond à un affleurement de granites; des schistes forment les flancs orientaux et des gabbros le côté Ouest. La présence de gabbros fortement broyés à l'Est de la plage de Frouxeira auxquels le quartz se mêle en abondance, suggère l'hypothèse d'une fracture de ce côté. Il s'ajoute une donnée lithologique au dégagement de ce talus : à l'Ouest des gabbros affleurent désormais les schistes de Bergondo. Ainsi se termine ici, par l'action conjointe de la lithologie et de la tectonique, le niveau de 260-300 m. Qu'en est-il plus au Sud ?

b) Du rio Grande de Jubia au rio Mandeo

1) La limite méridionale du dernier compartiment de terrains que nous venons d'analyser coïncide avec la vallée, fort large, du rio Grande de Jubia inférieur et quelques dépressions adjacentes. Ce n'est pas une simple limite d'érosion. Les reliefs de 300 m d'El Balon, ou plus élevés (Nenos (1)), tombent assez brusquement sur une dépression à topographie inégale orientée NW-SE. Au pied de l'abrupt, deux zones basses s'accolent au talweg du rio Grande. L'une, vers 25 m d'altitude, est un marécage au niveau même de la terrasse d'inondation de ce fleuve (peut-être est-ce un ancien méandre aujourd'hui abandonné ?). Un seuil peu marqué (40-45 m) l'isole d'une autre zone basse au NW, mal drainée elle aussi, appelée la « gandara » de Cantallarana. Un médiocre cours d'eau part vers le SE tandis qu'au delà d'un seuil coté 70 m s'amorce un autre vallon, dont le rio est l'un des ruisselets qui gagnent l'extrémité inférieure du cours du rio Grande. Cette dépression est verrouillée au Sud par un relief de 100-125 m, accolé à un élément de plateau de 270 m d'altitude (Monte Ancos). La dépression s'inscrit donc dans le palier. Le rio Grande ne l'utilise pourtant pas, et s'encaisse entre les reliefs de 125 m et le Monte Ancos. Pourquoi cette disposition épigénique ?

Le contexte géologique révèle l'intervention de fractures. La limite Nord de la dépression de Cantallarana correspond à un décrochement qui décale vers le NW les granites gneissiques; ceux-ci de ce fait constituent, hors de l'alignement cité plus haut, les terrains du Monte Ancos; de même, ils sous-tendent les reliefs de 100 à 125 m qui le flanquent au Nord et à l'Ouest, et qui ferment vers le Nord la ria du Ferrol. Un décrochement dans l'autre sens rétablit l'alignement primitif, limite au Sud le Monte Ancos, justifie sans doute l'étirement WNW-ESE du fond de la

(1) Le Mte Nenos est un relief résiduel sur le palier de 300 m (plus grande richesse en quartz au sein des gneiss).

ria du Ferrol et l'ampleur de la vallée inférieure du rio Belelle. Il n'est pas exclu que des fractures moins importantes aient guidé le cours du rio Grande dans sa traversée de la bande granitique.

Failles anciennes ? Sans doute. Mais *nous pensons pouvoir affirmer un rejeu au Tertiaire du décrochement Nord, en faille,* et même le dater dans une certaine mesure. Une exploitation d'argile pour la fabrication de briques (1) sise près du kilomètre 5 de la route de Jubia à San Saturnino par Trece a offert plusieurs coupes intéressantes situées au col coté 70 m. L'une, assez superficielle, montre un matériel de ruissellement assez proche de celui qui tronque les lignites de Puentes de Garcia-Rodriguez; sous un sol récent de 0,40 m s'observent 0,80 à 1,20 m de cailloutis hétérogènes. Les blocs les plus gros atteignent 0,20 à 0,30 m de grand axe. Le reste comprend des galets de 2 à 10 cm de longueur, subanguleux le plus souvent (certains éléments plus émoussés pourraient provenir d'une terrasse fluviatile non retrouvée). S'y côtoient des granites gneissiques, des gabbros, et des quartz. La disposition « en vrac » est générale, les galets étant enrobés d'un liant provenant de l'altération des roches cristallines ou des gabbros. Le cailloutis ravine une argile grisâtre.

Une autre coupe permet de noter dans la masse d'argile gisant sous les cailloux *plusieurs lits ligniteux* où furent pris des échantillons dans le but de les comparer à ceux de Puentes de Garcia-Rodriguez. La figure 21 en reproduit la stratigraphie. La coupe permet de voir là un

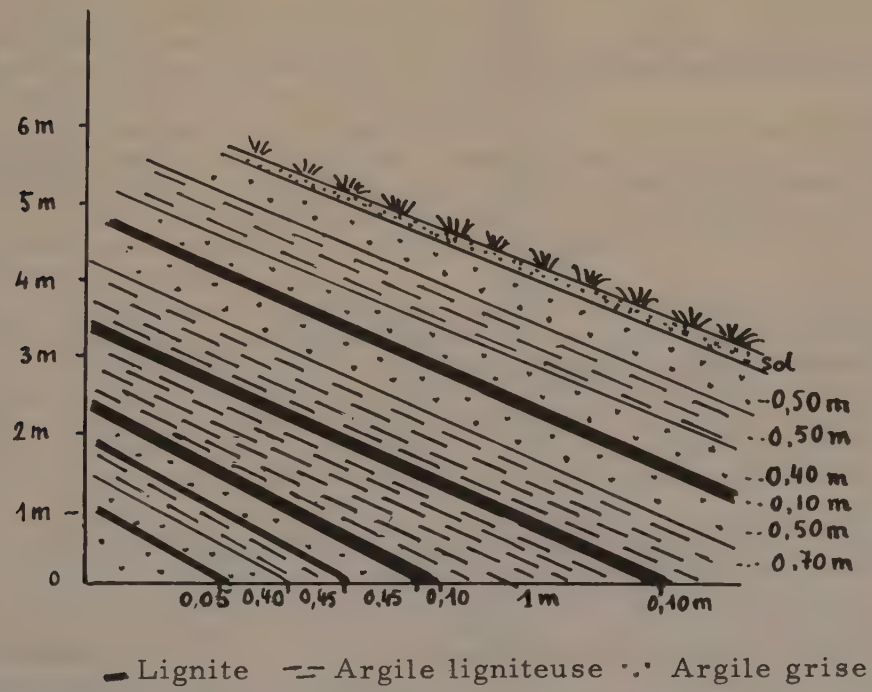


Fig. 21. — Coupe dans les sédiments ligniteux de Cantallanara-San Saturnino

pendage sensible dans les différentes assises. Celles de la base visible sont inclinées de 28-30° vers le SE, celles du sommet observable le sont moins (18 et 12°). On voit aussi dans le plancher de l'exploitation que les couches prennent une disposition périclinale. A 200-300 m de là, plus

(1) Elle nous fut signalée par I. Parga Pondal et ses indications nous ont été une fois de plus bien précieuses. Nous avons pu visiter en 1962 et 1963 l'exploitation que dirige Don Alfonso Martin.

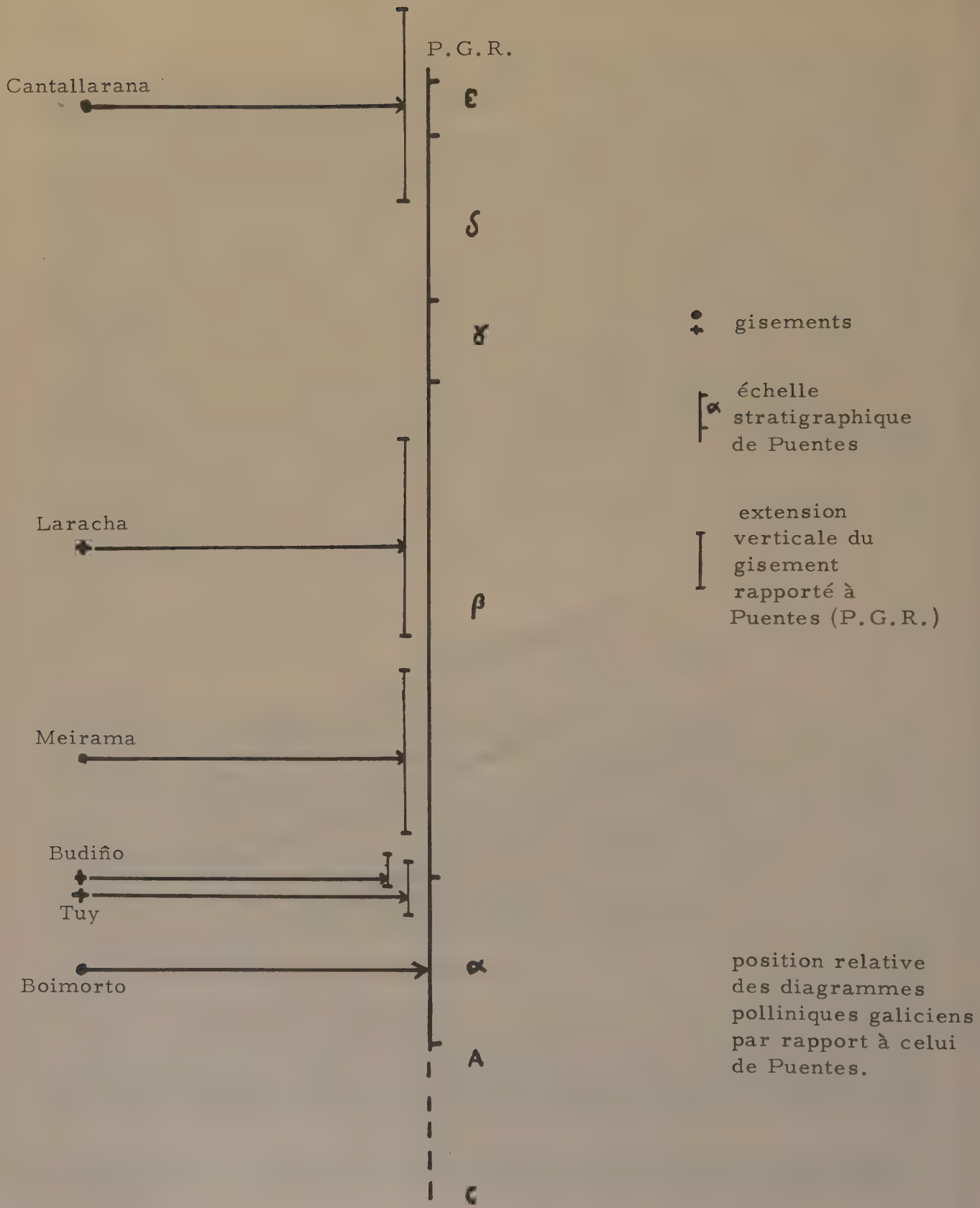


FIG. 20. — D'après FIG. 4 de J. MÉDUS. Corrélations stratigraphiques des gisements ligniteux

à l'ESE, une nouvelle coupe montre les lignites, cette fois, encore bien plus redressés. Deux lits seulement sont visibles, mais plus épais (0,50 et 2,80 m), séparés par 7,50 m d'argile. Leur pendage est encore vers le Sud, mais cette fois il atteint 75°. Il n'est pas possible de dire de quel flanc du synclinal il s'agit.

Il ressort d'un diagramme pollinique établi par J. Médus (1) et reproduit ici, planche hors-texte n° 10, que les niveaux ligniteux de Cantallarana sont très analogues à ceux qu'il a obtenus vers le sommet de la couche de Puentes de Garcia-Rodriguez. Les argiles intercalées y sont riches en kaolinite également, ce qui appuie cette corrélation, esquissée sur la fig. 20. Le diagramme pollinique permet de constater que les espèces de type ancien, tels que *Rhus*, Simarubacées, etc, sont absentes, alors que s'épanouissent *Betula* (cf. *nana*) et *Corylus* (cf. *Avellana*). Les Cyrillacées et *Engelhardtia* qui à Puentes cédaient du terrain vers le sommet de δ et dans ε, sont en diminution sensible ici; d'ailleurs, tandis que le genre d'*Engelhardtia* comprenait plusieurs formes à Puentes, Cantallarana recèle surtout *E. Chrysolepis*. Or, c'est cette forme seule que l'on retrouve communément dans le Pliocène. Aussi, J. Médus pense que, replacé dans l'évolution paléofloristique de Puentes, ce gisement correspondrait aux niveaux δ et ε, et peut-être même, à sa partie supérieure, représenterait une végétation légèrement plus récente que ε.

La Gandara de Cantallarana fut donc une dépression (2) inscrite dans le niveau du palier d'érosion postérieur aux plateaux éogènes, où se sédimentèrent des lignites du Pontien. Autrement dit, elle exista comme telle après que se fût élaboré le niveau de 260-300 m. Cela *conduit à admettre qu'une phase d'aplanissement a dû se manifester au cours du Miocène.* Nous sommes enclin à supposer que la phase d'assèchement révélée par la montmorillonite et le changement des spectres polliniques autour du niveau α 13 de Puentes en sont les témoins, *ce qui nous fait envisager de dater du Tortonien l'élaboration du palier.*

Il faut ajouter à tout ceci les résultats de l'étude des argiles trouvés d'une part sur les lignites et d'autre part un peu plus à l'Est dans la même dépression. On y trouve une proportion notable de montmorillonite à côté d'illite et de kaolinite : sur les lignites, 20 % — pour 30 % d'illite et 50 % de kaolinite —, et plus à l'Est, respectivement 40 %, 40 % et 30 %). Si ces argiles dérivent des sols élaborés sur le palier, elles renforceraient l'idée d'une réalisation de celui-ci en milieu de savane (3).

La déformation postérieure, qui pourrait être pontienne ou pliocène, a transformé le bassin en pincée synclinale, sans doute par réalisation d'un petit « graben » dans le substratum rocheux. La surrection du palier jusqu'à 260-300 m d'altitude est donc le fait de mouvements épirogéniques de mêmes époque, fini-miocène ou pliocène. Enfin, le tracé terminal du rio Grande hors de ce graben suggère là encore une antécédence de l'hydrographie. Nous retrouvons aussi un matériel quaternaire — sans manifestations périglaciaires évidentes — qui a une fois de plus tronqué des sédiments tertiaires, attestant des conditions fort différentes de façonnement du relief.

2) A l'Est de San Saturnino, la tectonique ne doit pas être non plus inopérante. Il est cependant beaucoup plus difficile d'en percevoir directement les effets. On soupçonne l'œuvre d'une fracture dans l'abrupt continu qui termine le court gradin adossé aux plateaux supérieurs entre Ferreira et Pontenova et limite au Sud la dépression de Moeche. Quant aux autres côtés de la dépression de Moeche, fort nets et impressionnants au long d'une direction oblique SW-NE, ils rachètent une dénivellation de 320 m avec le Monte Pena Blanca à l'W, et de 230 m avec les reliefs de l'Est, par des pentes de 16 à 20°. La lithologie n'est probablement pas totalement absente de l'explication de tels versants; schistes et roches vertes sont d'ailleurs là encore en contact anormal; mais la présence d'une zone basse (70 m) et assez plane si bien encastrée dans le plateau est, à notre sens, d'origine essentiellement tectonique.

(1) J. Médus (**321**), p. 61, 62 et pl. 2.

(2) Le maximum d'épaisseur des sédiments argileux et ligniteux visibles est de 11 m environ. Un sondage cependant, nous a-t-on dit, aurait atteint 73 m de profondeur dans l'argile et 2-3 m de lignite aux abords Nord de la gouttière tectonique.

(3) On peut évidemment admettre aussi qu'un mauvais drainage, entraînant la réalisation d'un sol hydromorphe, a pu contribuer à l'apparition de montmorillonite à partir de l'illite.

3) Au Sud du rio Grande les fractures se multiplient. Sur les plateaux déjà, la Sierra de Forgoselo en était sérieusement affectée. Aussi les rios ont-ils beau jeu d'exploiter ces zones de fragilité, et le palier de 300 m en fait les frais. Le trajet en gros Sud-Nord du rio Belelle n'est en réalité qu'une succession de courtes fractures obliques en relais NNW-SSE. Ce n'est plus qu'un lambeau du gradin de 260-300 m qui accompagne le tracé du Belelle et contourne le Monte Punxeiro.

Sa terminaison occidentale, de Jubia à Puentedeume, reste dans le prolongement de la direction précédente; on peut considérer que les schistes de Bergondo ont aidé au dégagement de ce talus, car celui-ci accompagne l'accolement des schistes aux gabbros et granites gneissiques disposés selon un alignement Nord-Sud. Mais les reliefs de 300 m existent aussi bien dans les schistes de Bergondo que dans les granites gneissiques (1). La coïncidence est donc loin d'être parfaite, et force est d'admettre qu'une fracture NS est à l'origine de l'abrupt. Sa conservation est, bien entendu, moins bien assurée dans les schistes et les gabbros; toutefois, une dénivellation de 150 m environ reste acquise, par rapport à la presqu'île de Mugardos.

Il manque malheureusement la preuve géologique de cet accident. Nous ne sommes pourtant pas le premier à être conduit à cette conclusion. E. Torre Enciso, avoue ainsi : « Este borde rectilineo de la penillanura, la consideramos nosostros como escarpe de falla, que perteneceria al sistema de fallas modernas de orientacion meridiana ... » (2). Et la carte qu'il produit de l'environnement des rias centrales fait état d'un tel accident. — On pourra contester le tracé trop schématique qu'il en donne, sans doute —.

La même hypothèse doit être retenue, enfin, pour le tronçon développé au Sud de la ria de Arès. La limite des reliefs de 300 m suit toujours une direction approximativement Nord-Sud, mais elle présente de fortes échancrures. Sur plus de 5 km à partir du talus bordier vers l'amont, la marée remonte l'Eume, que le palier n'accompagne qu'irrégulièrement. Au pied du Monte Castrelo, un faisceau de ruisselets entame les schistes du rebord; puis ce sont le rio Vilariño et ses affluents, le rio Lambre et ses tributaires, qui indentent les extrémités de ce plateau. Dans plusieurs cas, les cours d'eau bénéficient probablement de fractures formant un champ où s'imposent les directions SE-NW et NE-SW (cf. les rios Mondariz et Lobeiras, rejoignant le Lambre sur sa rive droite, et l'Azueira, affluent de rive gauche. Le cours du Lambre lui-même reflète les mêmes influences. Si l'on excepte l'Eume et le Mandeo que des gorges profondes accompagnent jusqu'à la limite occidentale du palier de 300 m, on peut considérer que tous les autres rios doivent à la conjonction des accidents tectoniques et de la lithologie d'avoir de larges *valles* au sein même des niveaux d'érosion. De celui de 300 m, il ne reste plus que des éperons d'importance et d'orientation variables.

Un autre trait particulier de ce secteur est la diminution de la dénivellation qui conduit au bas pays. La topographie des « Mariñas » orientales est faite de collines anarchiques, cotées 150-200-240 m. Aussi la netteté du talus est-elle souvent passablement oblitérée. Comme par ailleurs les aplanissements éogènes y avancent davantage vers l'Ouest, la massivité des reliefs verrouillant les « Mariñas » s'en trouve renforcée, et favorise les cours d'eau élémentaires. Le résultat est une complexité assez grande des systèmes de pente, où s'entremêlent (ou se relaient) le rebord des plateaux, celui des paliers de 300 m, et les versants affectant les uns et les autres.

4) Dans cette diversité quelque peu déroutante *le trait d'unité des paysages est précisément dans la forme des pentes; des glacis topographiques nettement inclinés en constituent l'essentiel.* Les uns, comme au bord même de la ria de Arès en amont de Puentedeume, s'amorcent à partir du tiers supérieur ou vers le milieu des pentes, et dessinent de vastes plans inclinés de 5-6° environ, qui plongent sous les eaux de la ria (cf. photo 62/15/3, planche III). Ce sont donc des *formes de régression.* Par suite de la présence de rios élémentaires, leur profil en travers prend l'allure de dos de terrain convexes, surbaissés. Ce ne sont cependant pas des cônes de déjection,

(1) Sur les gabbros, les cotes de 300 m sont rencontrées au N. de Cabañas, ou au Mte Castro (près de l'Eume). Dans la région de Fontenova-Mugalofès, le palier est développé sur les schistes, et au Mte del Marrayon, sur les granites gneissiques.

(2) E. Torre Enciso (491), p. 32 et Carte fig. 2, p. 30.

Ria de Arès.
Avancée des glacis de Nogueira et de Chao sur la rive Sud du cours ennoyé du rio Eume; noter leur disposition plongeante sous le niveau actuel de la mer.

Le palier tortonien de 300 m d'altitude *aux environs de la ria de Betanzos.*
Au premier plan, vallée du rio Mandeo, aux versants façonnés en glacis. La terrasse récente du fleuve recouvre leur partie terminale (route Betanzos-Irijoa, kilomètre 1,3).

puisqu'ils sont tous constitués essentiellement par la roche en place. D'autres, partis du niveau même de la surface principale, ou du palier de 300 m, s'inclinent vers les vallées profondes en engendrant de longs plans doucement inclinés qui passent en-dessous des accumulations des terrasses eustatiques récentes (cf. photo 62/12/8, planche III).

Tous les glacis pourtant ne gagnent pas le fond des talwegs. Certains restent « perchés » ; un segment de pente plus accusée les raccorde aux fonds de vallons, rachetant une dénivellation de 15-20 m ou un peu plus. La lithologie ne paraît pas *a priori* justifier ces ruptures de pente, pas plus que le perchement, quand ces traits sont assez continus tout au moins. Quand les glacis ne gagnent pas directement les fonds de vallée, s'interposent souvent d'autres petits plans inclinés, bien plus courts et faits de matériel meuble. Nous les considérons comme des « glacis - terrasses » (1), sortes d'accumulations climatiques des derniers épisodes actifs du Quaternaire.

Il nous faudra revenir plus loin sur ces formes topographiques originales que sont les glacis; l'époque de leur réalisation, les processus qui les ont façonnés devront être précisés. Retenons pour l'instant les *traits caractéristiques* les plus généraux dans cette région, et qui resteront valables pour le reste de la Galice occidentale :

— Il s'agit de formes longues de plusieurs centaines de mètres, développées à partir de hauteurs variables sur les talus, et perpendiculaires aux talwegs.

— Leur pente n'est jamais forte (de l'ordre de 4-5° en moyenne).

— Leur disposition n'est pas isolée.

— Leur forme est fréquemment triangulaire; à la racine, suivant le sommet du triangle, apparaît souvent un « knick » localisé sur les versants; l'élargissement vers le bas entraîne fréquemment leur coalescence qui renforce l'impression d'un façonnement généralisé des pentes.

— Les rios qui les sillonnent s'y enfoncent aujourd'hui de 10 à 20 m, en des vallons assez ouverts. On notera que ce sont eux qui sont responsables du profil transversal multiconvexe des croupes ainsi réalisées. On voit évidemment mal comment le ruisellement concentré aujourd'hui dans ces petits vallons aurait pu engendrer ces glacis.

— L'observation de terrain a montré *que la plus grande partie des surfaces de glacis ne porte aucun dépôt superficiel;* la roche en place, altérée sur une épaisseur médiocre, un colluvionnement très localisé en poches, supportent le couvert végétal dans toutes les parties supérieures et médianes. La partie terminale, par contre, est beaucoup mieux alimentée en matériel de transit, limoneux surtout, avec des fragments de quartz en pavage irrégulier ou mélangé à l'ensemble (2). Le colluvionnement et peut-être la solifluxion ont ainsi formé des accumulations de plus de 1 m d'épaisseur parfois. Mais on reste frappé par la médiocrité générale de ces dépôts, dont l'anonymat est embarrassant.

Notre embarras s'accroît d'ailleurs pour le secteur situé à *l'Ouest des rios Mandeo et Mendo,* où les glacis se multiplient dans le matériel favorable des schistes de Bergondo, à partir d'un palier qui n'est plus qu'à 200 m d'altitude et découpé en lanières. Les dénivellations vis-à-vis de l'avant-pays, réduites à 40 m ou moins le long des interfluves, empêchent très souvent de discerner la limite du niveau de 200 m. Seule, une inflexion du profil général indique l'amorce des glacis. Les versants des vallées offrent des dénivellations un peu plus notables, de 60 à 150 m, mais qui restent insuffisants pour que de très grands plans inclinés se développent.

Nous n'avons décrit que les aspects topographiques des glacis. Il n'y a pas ici assez d'éléments pour les interpréter et dater les étapes de leur réalisation. Les premiers indices nous en seront fournis par plusieurs coupes rencontrées dans le pays des Mariñas. Les résultats de leur examen, pour prendre une valeur plus générale, seront confrontés avec ceux que nous fourniront les coupes du pays d'Arosa, ou de Tuy-Budiño (v. pages 218 et seq. et 324 et seq.). Contentons-nous pour l'instant d'annoncer que selon toute probabilité la période de façonnement des glacis est à

(1) Nous empruntons ce terme à R. Raynal (411), p. 492, 560 et seq.

(2) Quelques coupes montrent ce pavage de cailloutis quartzeux peu ou pas usé, notamment de part et d'autre du Mandeo sur la route de Montesalgueiro à Irijoa, vers Vila et aux Casas de Puentes (kilomètres 28 et 27). L'origine de ces quartz est locale; dans l'un des cas, il s'agit d'une brèche de faille N. 180 gr, large de 13-14 m, visible au kilomètre 25,5 près de Sampayo.

rapporter au Quaternaire ancien (Villafranchien récent ou Gunz). On comprend aisément ainsi pourquoi le rebord du palier de 200-300 m fut particulièrement retouché par eux.

III. — LES COLLINES DES « MARIÑAS »

Les « Mariñas », à nos yeux, représentent un domaine qui doit une bonne part de sa morphologie aux processus de dissection que nous venons d'observer sur le rebord du palier de 200-300 m. Dissection plus accusée, malgré le caractère relativement déprimé de ce secteur par suite de la nature des roches ici uniformément représentée par les schistes de Bergondo. Par suite aussi et surtout de la densité du réseau hydrographique raccordé au niveau de base général. Le pays apparaît de ce fait comme constitué de collines subégales dont l'ordonnance est étroitement dépendante de l'organisation des réseaux fluviatiles. Les limites floues qui séparent les Mariñas du palier de 200 m au Sud font supposer que l'érosion ainsi favorisée a travaillé à partir de ce même niveau, l'a surbaissé et oblitéré presqu'entièrement. Pourtant la solution de continuité rencontrée à l'Est est là pour nous rappeler que l'érosion n'est pas la seule responsable de ce bas-pays. La tectonique a aussi contribué à en faire un « golfe » où s'inscrivent aujourd'hui les remarquables formes de submersion que sont les « rias centrales ».

Les paysages des « Mariñas » sont étroitement solidaires des formes de dissection en glacis observées sur les talus bordiers, surtout lorsque les dénivellations se réduisent à quelques dizaines de mètres. Leur originalité, si l'on peut dire, réside dans le fait que les versants sont plus nombreux et plus courts. Les glacis n'y partent plus d'un rebord de relief notable, mais ont dû former la totalité des pentes avant d'être à leur tour retouchés par les actions météoriques à leur sommet, par l'écoulement linéaire sur leurs flancs et à leur pied.

a) Les données favorables à la dissection en collines

1) ***Les roches*** ont certainement contribué à faire des « Mariñas » un pays de pentes douces. La totalité des paysages est développée dans les schistes de Bergondo dont les caractères topographiques ont été définis au chapitre I de la Première Partie. Nous en avons dit la texture fine, granolépidoblastique en roche saine. Avant d'avoir subi l'épreuve de l'altération, les schistes de Bergondo ont une couleur bleu assez foncé. L'observation de quelques carrières permet de voir qu'à la linéation Sud-Nord avec abaissement des axes vers le Nord, et au plongement vers l'Ouest des plans de schistosité (40-50° environ) s'ajoute un intense découpage par des diaclases. Celles-ci sont nombreuses surtout vers les parties supérieures des affleurements. L'écartement, mesuré en plusieurs endroits, prend des valeurs moyennes comprises entre 0,35 et 0,75 m pour celles qui tendent à la verticalité (leur pendage se tient entre 54 et 72°). Elles forment un réseau orienté W-E (N 300-320 gr) qui recoupe de ce fait les plans de schistosité et accroît la vulnérabilité des roches. S'y ajoutent d'autres fissures sur un plan proche de l'horizontale, mais qui varie avec la pente des versants à laquelle elles restent parallèles — ce qui pose le problème de leur nature. Tandis que les diaclases subverticales restent souvent fermées, celles-ci sont béantes et recoupent tous les autres joints.

A l'altération, les schistes perdent leur couleur pour se teinter de brun, et donner finalement un limon ocre ou ocre-jaune. Les analyses de laboratoire permettent de préciser que ce

sont les plagioclases qui sont les premières atteintes, plus que les biotites. La porosité s'accroît extrêmement vite, apparemment plus rapidement que l'altération. Les échantillons sains n'offrent qu'une porosité de 0,2 à 0,6 % alors que le début de l'altération (1) s'accompagne d'une porosité de 1,1 à 1,3 pour passer à 3,9 quand la roche est près de se pulvériser. Dans ces conditions, on conçoit que de tels terrains aient été très sensibles aux altérations. Les débris sont très fins pour cette même raison, et parce que le grain de la roche est très ténu (quartz entre 20 et 200 μ; biotite 75 μ) (2). On comprend aussi que le modelé ait pu prendre rapidement l'aspect de collines, et dans ce matériel, on attendrait une évolution des versants assez active. Il faut constater en réalité la rareté de traces de solifluxion comme de griffures ou de ravinements. Malgré leur vulnérabilité, les schistes de Bergondo paraissent ne pas permettre de façonnement brutal. Seul un colluvionnement de versants est observable, qui n'a pourtant pas beaucoup empâté le bas des pentes et a laissé à celles-ci un aspect voisin des glacis dont elles dérivent.

Dans le détail, hors de ces derniers, on note la prédominance de pentes très faibles dans la partie supérieure des versants : 6-8° en moyenne. On est ainsi conduit jusqu'à des altitudes de 100-80 m. Progressivement, des valeurs de 14-15° (jusqu'à 18°) sont atteintes qui donnent aux collines et versants un aspect convexe et traduisent la part de l'érosion quaternaire. Le pied des pentes se raccorde alors selon un profil concave assez court aux rivières dont les sinuosités flétries prouvent la médiocre capacité érosive (3).

Les aptitudes mécaniques des schistes de Bergondo expliquent une partie de ces traits : la microporosité de leur tranche altérée est très forte, ce qui empêche un ruissellement trop violent qui engendrerait des ravinements. La plasticité y est également insuffisante pour qu'un mouvement de solifluxion générale puisse se produire actuellement. De toute façon les pentes sont peut-être trop faibles, et la surface d'altération des schistes trop irrégulière pour justifier un départ en masse des débris. Toutefois, comme la limite de liquidité peut être théoriquement atteinte, il n'est pas exclu que de petites coulées localisées aient pu se produire au Quaternaire (4).

2) ***L'hydrographie,*** dans la partie centrale des « Mariñas », atteint une densité très remarquable, compte tenu des faibles altitudes générales. La plus grande part des affluents du rio Mero, qui est le collecteur principal, viennent du palier de 200 m et des collines qui en dérivent. Plus de 180 talwegs élémentaires à écoulement permanent peuvent être dénombrés dans ce bassin. Ils s'organisent en 42 faisceaux alimentant 14 systèmes d'affluents d'ordre 3 ou 4. Or, le rio Mero n'est pas un grand fleuve, mais un cours d'eau de 40 km de long soulement. L' « entre-rias » de la Corogne et de Betanzos se trouve de même découpé par une hydrographie presque aussi abondante, qui ne laisse plus subsister qu'une longue échine Sud-Nord culminant vers 170-180 m.

La disposition des réseaux hydrographiques mérite d'être signalée. Dans la moitié Sud des Mariñas, le réseau hydrographique tout entier est contrôlé par le rio Mero. Celui-ci est issu du sein des plateaux dont il traverse les éléments avancés en horsts, par une vallée profonde quoique ouverte, peut-être guidée par des fractures. Son cours se développe ensuite vers le NE, entre deux éperons du palier de 180-200 m. Puis il change progressivement de direction, si bien qu'arrivé à 3,5 km de la ria de Betanzos, il s'en détourne, et va alimenter la ria de la Corogne. Ce grand mouvement tournant lui permet de recueillir les eaux de tous les rios qui comme lui viennent des plateaux ou de leur rebord. Plusieurs rios amorcent d'ailleurs un coude analogue, juste avant leur confluence avec le Mero.

La présence de marécages à Labradores, là où le coude est le plus prononcé et où le cours

(1) Echantillon qui garde la texture initiale; la résistance s'atténue le long de certains plans qui fixent les traces externes de l'altération.

(2) Les données numériques résultent des analyses effectuées par le C.R.P.G. de Nancy (ech. G 446 et 449, G 420, 421, 422).

(3) Les rives Est de la ria de Betanzos, les versants occidentaux des vallées du Govia, du Barcès, du Breja offrent des profils assez caractéristiques de ce schéma.

(4) Analyses effectuées au Laboratoire de Géographie physique du C.G.A. de Strasbourg par J. M. Avenard. Nous avons vu quelques traces de solifluxion près des rives Est de la ria de la Corogne (derrière les plages de Bastiagueiro et de Mera) ainsi que sur le versant de rive gauche du rio Mero (Vilar, San Pedro de Grendes). Cf. J. M. Avenard (19) et (20).

du Mero se rapproche le plus de la ria de Betanzos, pouvait faire penser à une capture. Cette hypothèse est à rejeter car le seuil qui l'en sépare se trouve à 80 m au-dessus du marais (cote 102 m); de plus le ruisselet qui coule de là vers la ria de Betanzos n'a pas une vallée anormalement large; il ne gagne pas non plus la ria par un tracé direct, mais il se jette dans le rio de Callon, coulant du Sud au Nord sur plus de 2 km encore, parallèlement à la ria dont il est séparé par une échine de 100-125 m de hauteur. Nous nous sommes demandé si la courbure du Mero pouvait provenir de la lithologie, en recherchant si la linéation des schistes enregistrait dans ce secteur une déviation correspondante. Il n'en est rien. Faut-il alors invoquer la tectonique ? La topographie n'en révèle pas de traces évidentes : ni tronçon rectiligne de cours d'eau, ni talus continu et aligné; mais on ne peut exclure l'éventualité d'une gouttière tectonique aujourd'hui surbaissée par l'érosion (1). La seule affirmation que nous puissions donner est que ce couloir existait lors du façonnement des glacis qui démantelèrent le palier de 200 m car des dépôts résiduels en tapissent les versants. Nous allons y revenir.

La conséquence directe de cette disposition hydrographique affecte la ria de Betanzos. Elle ne se trouve alimentée que par des rivières venues du Sud-Est et de l'Est jusqu'à hauteur de Betanzos. Cette ria n'aurait-elle pas la même ancienneté que celle de la Corogne ? Rien ne nous est connu qui accrédite cette éventualité. Au Nord de Sta Cruz, l'équilibre est d'ailleurs rétabli entre les réseaux hydrographiques qui gagnent les côtés des rias. On remarque toutefois une certaine différence. Alors que le versant « coruñes » est drainé par des rios à cours E-W suivant la plus grande pente, celui de la ria de Betanzos reçoit des cours d'eau venus de NW ou de SW, c'est-à-dire obliques. On se trouve ici encore réduit à invoquer des fractures possibles aux abords de cette ria.

b) Les cônes de cailloutis quartzeux et le façonnement des glacis

On peut classer les formations superficielles observées dans les « Mariñas » en deux catégories, liées d'ailleurs à leur répartition géographique. Celles qui tapissent le versant Nord de la vallée du Mero sont peu caractéristiques, et ont été reprises dans des terrasses quaternaires du fleuve. Les autres, qui se trouvent sur les flancs des vallons directement tributaires de la ria de la Corogne, sont plus remarquables et moins modifés. Nous présenterons d'abord celles-ci :

1. *Les accumulations superficielles en bordure de la ria de la Corogne.*

En plusieurs endroits différents, nous avons pu observer des formations caillouteuses de type torrentiel dont l'intérêt nous paraît fondamental pour préciser les conditions de l'érosion après les phases d'aplanissement. Du Sud vers le Nord, nous avons rencontré les coupes suivantes :

— Sur le flanc Nord de l'A° de la Gandara, entre les kilomètres 6 et 7 de la route El Burgo-Abegondo, à 60 m d'altitude, la tranchée de la route et celle du chemin d'Iñas à Cambre permet d'observer sur 2,50 m de haut, des lentilles de limon sableux minces (0,10 m) et courtes (3-5 m) au sein d'un cailloutis quartzeux hétérogène. Tantôt il s'agit de bancs où les fragments sont « classés » et ont de 2 à 4 cm de grand axe, tantôt ce sont des amas de gros galets et d'esquilles entremêlés (de 10 à 1 cm). Les plus gros présentent des arêtes retouchées, mais dans l'ensemble l'usure reste faible. La roche en place n'est pas visible dans la coupe, mais on peut aisément suivre le matériel détritique jusque vers 80 m. L'accumulation se place au bas d'une pente issue d'un relief coté 120-148 m.

(1) Un filon de quartz, aligné NW au SE d'El Burgo à Sta Cruz de Mondoy au N. du Mero vient à l'appui de cette hypothèse; cf. carte d'I. Parga Pondal (1963) (**383**).

Base du cône torrentiel de Sta Cruz
avec éléments grossiers

Sommet du cône de Sta Cruz.
Fragments quartzeux assez petits,
disposition litée.

Cône torrentiel de Mera

— A proximité d'El Burgo, vers l'embouchure du rio San Pedro, un cailloutis identique peut être vu à Seijal, dans une coupe réduite à 1,50 m de hauteur. Cela est suffisant cependant pour observer le matériel qui ici ne présente que le faciès caillouteux, uniquement quartzeux également, compris en majorité entre 2 et 5 cm. Des niveaux ferruginisés, apparemment des croûtes de nappe phréatique, forment des horizons discontinus et minces (5 cm) superposés. A une vingtaine de mètres plus bas vers le SW, soit vers 10 m d'altitude (à Temple), la même formation probablement peut être observée avec un faciès plus grossier, en deux endroits très restreints séparés par un affleurement de roche en place. Sauf glissement possible, on aurait là la base de la même accumulation.

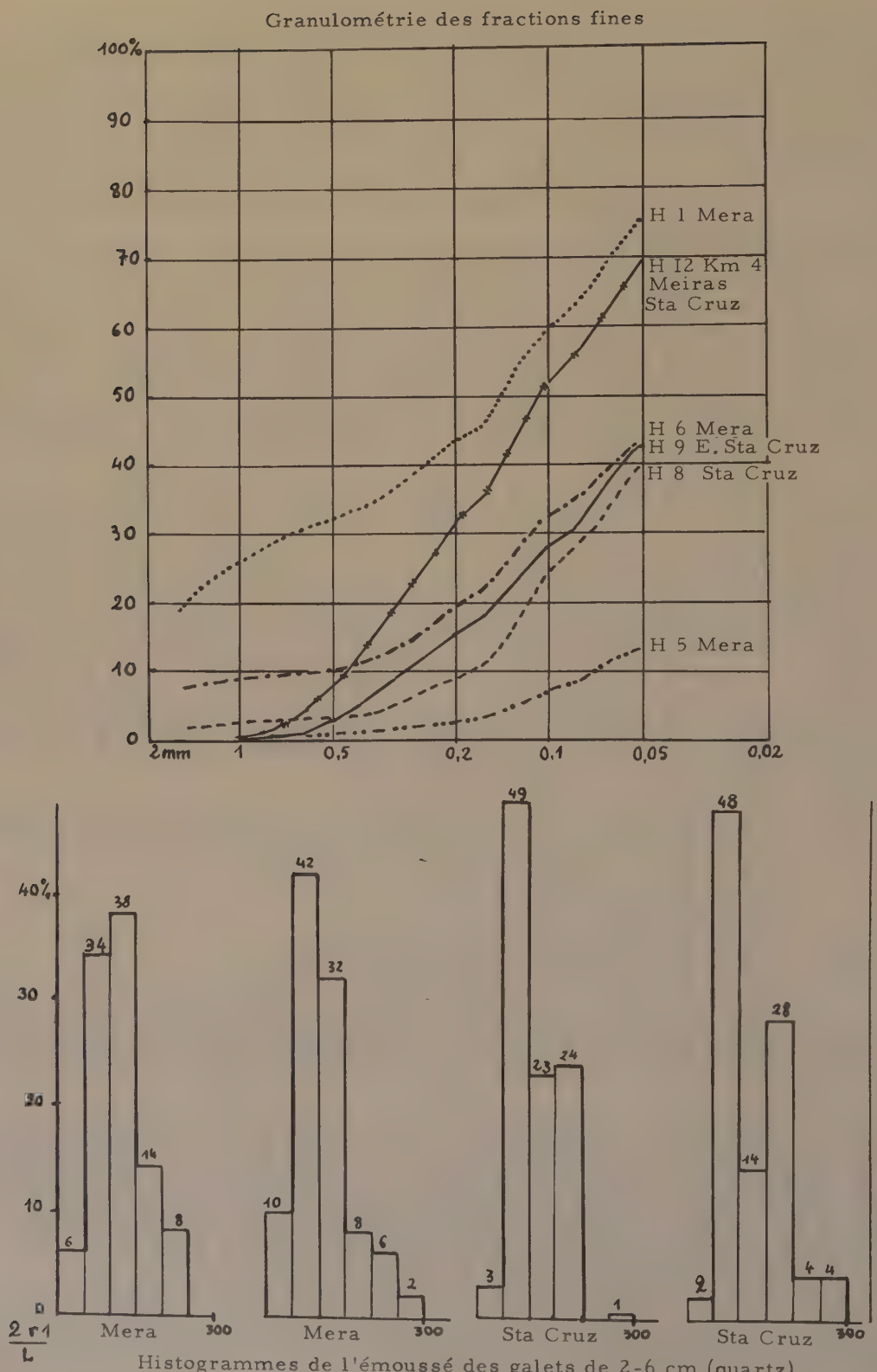
— Aux abords de la plage de Bastiagueiro une première coupe dans le chemin qui conduit à la plage montre un matériel quartzeux du même type, enrobé dans une matière limoneuse abondante, qui apparente la formation à un « head ». L'origine des cailloutis, nous l'avons trouvée un peu plus haut, dans les environs de l'école d'Agriculture de *Pazos*. Là, sous le sol végétal et un peu de colluvionnement de versant (1 m en tout) les cailloutis se retrouvent *in situ*. L'essentiel est constitué par les fragments de 4-7 cm, quoique certains blocs atteignent plus de 25 cm de grand axe. Des esquilles assez abondantes, de 0,5 à 2 cm, franchement anguleuses, s'y mêlent en poches. Pas de lentilles sablo-limoneuses, ni de ferruginisation. La roche en place schisteuse offre, à la base, une surface irrégulière. Le cailloutis contribue donc ici à régulariser le profil du versant.

— Les environs de *Sta Cruz*, offrent des coupes bien plus remarquables encore par leur ampleur. On y observe, au Nord de la plage, d'abord la roche en place; les schistes forment une falaise de 2-5 m de haut où la mer a dessiné des lapiès et des marmites et ébauché une plate-forme d'abrasion. Le sommet des schistes, là encore présente de menues irrégularités (2-3 m). Au-dessus, la base d'un énorme cône de cailloutis apparaît. Sur 2 à 3 m de hauteur, on observe un matériel grossier, où quelques éléments atteignent 30-40 cm de long; d'autres assez nombreux ont entre 22 et 10 cm de grand axe, 14 à 8 cm de largeur et 6-10 cm d'épaisseur. Une disposition en vrac suggère une mise en place dans des conditions assez boueuses. On note dans le matériel, à côté des quartz, des rhyolites profondément kaolinisées, quelques quartzites dont la provenance locale ne peut faire de doute (1). Au-dessus, l'accumulation devient bien plus régulière. Y alternent des lentilles de sable ou d'argile sableuse et des bancs de cailloutis. A titre d'exemple, voici quelques aspects numériques de cette superposition :

de bas en haut : 0,70 m blocs quartzeux de 5 à 15 cm.
0,20 m fragments de quartz plus petits 1 à 6 cm, formant un lit ferruginisé.
0,40 m id. non ferruginisés, avec liant de sable fin.
0,10 m lentille sableuse gris clair (éch. H 8).
0,65 m petits cailloutis (1 à 7 cm).
0,10 m lentille de sable fin assez argileux.
0,70 m blocaille quartzeuse de 2-7 cm.
0,25 m lentille sablo-limoneuse, d'aspect terreux.
0,40 m fragments de quartz de 3 à 5 cm, et ainsi de suite sur 10 m environ de hauteur (photo 58/8/6, planche IV). La disposition nettement lenticulaire en bancs subhorizontaux reflète donc, pour la partie moyenne et supérieure du cône, un ruissellement peu régulier, où l'eau était bien plus abondante. On trouvera dans le tableau XII d'autres caractéristiques de ces sédiments.

La coupe a environ 400 m d'extension latérale, et on peut la suivre sur près de 200 m en surface vers l'intérieur. Malgré un hiatus, nous pensons avoir retrouvé la même formation aux environs de la chapelle de San Martin de Dorneda, vers 40-60 m d'altitude, à l'ENE. Les coupes de 3 à 5 m de hauteur montrent en effet la même alternance de lits de sable, assez bien lités parfois (éch. H 10), de graviers et blocaille de quartz subémoussés, de limon argileux (éch. H 9). Quelques concrétions ferrugineuses bourgeonnantes et discontinues apparaissent à 1 m de la surface, au sein d'un banc épais de graviers et de fragments (1-3 cm).

(1) Les quartzites et les quartz, en filons peuvent être vus dans la falaise elle-même ou sur l'estran rocheux. Les rhyolites viennent de dykes existant dans l'arrière-pays (cf. commentaire de la feuille géologique au 1/50 000 de la Corogne, et carte d'I. Parga Pondal (383).



Histogrammes de l'émoussé des galets de 2-6 cm (quartz).

FIG. 22. — **Cônes torrentiels de Mera-Santa Cruz**

A la même hauteur que la plage de Sta Cruz, sur le versant Sud d'un petit vallon, c'est encore la même disposition qui est visible sur 1,30 m de hauteur. Le cailloutis de quartz, épais de 0,60 m avec poches de graviers et esquilles, surmonte un lit d'argile sableuse (éch. H 11) passant latéralement à du sable (éch. H 12) reposant lui-même sur un autre banc de cailloutis (route Sada-Meiras - Sta Cruz, kilomètre 4).

C'est donc sur 1,5 km de long, au pied d'un plan incliné allant des collines de 171-166 m vers la mer, que s'étale cette formation disséquée aujourd'hui par de petits ruisseaux.

— De Mera à Agra, plus au Nord, nous retrouvons, à peu de choses près, une accumulation du même type. La coupe la plus belle est offerte par le fond de la *plage de Mera* elle-même. La base du cône n'est pas visible ici, la formation caillouteuse se prolongeant *sous la mer* dans toute l'anse de Mera. Le pied de la falaise est taillé dans un lit argileux (éch. H 5) de 0,50 m d'épaisseur, que surmonte un conglomérat fortement ferruginisé de 1,40 m de puissance. Au-dessus, bancs de fragments quartzeux et lentilles d'argile ou de sable fin, alternent sur 10 m environ; la ferruginisation générale a disparu, et le liant des quartz est ocre clair ou blanchâtre. V. photo 58/8/4, planche IV.

La ferruginisation générale de la base pose un problème : ou bien une source locale a contribué à la réaliser, ou bien il s'agirait d'une consolidation de nappe en rapport avec un niveau marin plus élevé (dunkerquien ? ouljien ?). Il n'y a pas de gros fragments ici, mais peut-être parce que nous n'apercevons pas la base même de l'accumulation. Son extension vers l'intérieur par contre a été suivie jusqu'au kilomètre 5 de la route Mera-Sta Maria de Dejo jusqu'au lieu dit Agra, soit jusqu'à 35-40 m d'altitude et sur 1,5 km de distance horizontale.

Les caractéristiques communes de tous ces dépôts peuvent être regroupées ainsi :

● *Les cailloutis sont uniquement quartzeux,* exception faite de la base du cône de Sta Cruz. Ce qui frappe est donc l'*absence totale des schistes.* Par ailleurs, l'épaisseur même des coupes suppose la mobilisation d'un matériel résiduel d'altération particulièrement important. On est donc en droit de supposer que la mise en place de ces cônes de cailloutis a suivi de près une phase d'altération chimique prolongée. Le fait que les schistes ne soient pas représentés indique soit que la roche en place saine n'a pas été attaquée, soit — et c'est plus vraisemblable — que les schistes n'étaient pas assez frais pour résister à un transport.

Ceci nous amène à exclure des conditions de froid rigoureux lors de ces épandages.

L'usure des fragments est rarement nulle au-delà de la taille de 2 cm. Elle reste cependant réduite à une retouche des arêtes. Le mode de transport qui concorde le mieux avec ce trait et la disposition lenticulaire est de type torrentiel, à écoulement épisodique, avec couvert végétal nul ou très réduit. Le froid étant exclu, on peut penser à des conditions voisines de celles qu'offrent certaines régions du monde méditerranéen ou des milieux subarides.

Les lits sableaux et argilo-sableux ont les traits communs suivants : — La granulométrie est généralement fine, et comprend toujours (ou presque) un tiers au moins d'éléments de taille inférieure à 0,05 mm. Les lits plus argileux peuvent en contenir de 50 à 87 %.

L'usure des sables est nulle, ce qui confirme la faible distance du transport.

— La nature des éléments argileux est surtout kaolinique. (Cf. tableau XII).

D'où provient cette kaolinite ? De ce qui précède, se dégage le caractère d'épandage semi-aride, et cela n'est pas sans suggérer quelque analogie avec les « rañas » ibériques. La nature des argiles ne peut découler de ces conditions, impropres à la réalisation de la kaolinite, qui se forme en milieu tropical à humidité marquée. Il est évident *qu'elle s'est constituée antérieurement aux dépôts torrentiels, lors de la phase d'altération chimique intense,* sous le climat chaud et humide du *Miocène.* Sa présence ici est due au fait que l'écoulement épisodique a « râclé » ce qui subsistait des matériaux résiduels de l'altération. Les produits fins n'étant cependant que médiocrement représentés dans les cônes, on peut penser que ceux-ci furent réalisés en fin d'exportation de la kaolinite.

TABLEAU XII

Caractéristiques des sédiments de cônes torrentiels près des rias centrales

CAILLOUTIS		USURE		APLATISSEMENT	TAILLE des galets
Lieu	N°	2 r1/L	2 r2/L	L + 1/2E	
Mera	1	100	166,7	1,79	3,5-5 cm
Mera	2	97	142	1,85	3-5,5 cm
Mera	3	97	163	1,85	
Sta Cruz	1	97	163	1,90	3,5-7 cm
Sta Cruz	2	111	170	1,89	4-6,5 cm
Chapurra		133	190	1,63	4-8 cm

SABLES	PROVENANCE		GRANULOMÉTRIE	USURE		TRIAGE
Lieu	N°		% de < 0,05 mm	N.U	C.A	
Mera	H 1	liant des cailloutis	25,8			Médiocre
Mera	H 5	niveau argileux (base visible)	86,7			
Mera	H 6	lentille sablo-argileuse	57,1	88 %	12 %	Médiocre
Sta Cruz	H 8	lentille sablo-argileuse	61,2	82 %	18 %	Médiocre
S. Martin de Dorneda.	H 9	lentille sablo-argileuse	57	74 %	26 %	Médiocre
»	H 10	lit sableux	17,3	80 %	20 %	Assez bon
Km 4 Meiras	H 11	lentille sablo-argileuse	54,5	92 %	8 %	Médiocre
»	H 12	lit sableux	31,5	92 %	8 %	Passable

	Kaolinite	Illite	Chlorite
S. Martin de Dorneda ..... H 9	100 %	traces	
Km 4 Meiras ..... H 11	90 %	10 %	
Rhyolite altérée de Sta Cruz (Base)	100 %	traces	
Schistes de Betanzos en cours d'altération actuelle (n° 32-60)		80 %	20 %

Nota : Les pourcentages ont uniquement une valeur *indicative* en ce qui concerne la détermination des minéraux argileux.

Quand placer cette phase de la morphogénèse ? Malgré une différence de faciès due peut-être à une position atlantique, nous sommes tenté de voir dans les accumulations de quartz et d'argile kaolinique l'équivalent des « rañas » villafranchiennes du Portugal et de l'Espagne intérieure. *La base des cônes* surtout a avec eux quelque ressemblance; elle *traduit une tendance climatique, en période de régression, vers des conditions subarides* avec un ruissellement irrégulier « en chasse d'eau ». Le litage des parties plus hautes, le caractère plus trié des fragments, reflètent un ruissellement plus régulier, en climat peut-être un peu plus humide, à pluies saisonnières. Ces coupes ne sont pas sans analogie avec celles que R. Raynal a décrites en Basse

Moulouya (1) et qu'il rapporte au Moulouyen (premier pluvial = fini-villafranchien) et au Salétien (second pluvial = Gunz). De toute façon, en tant que formes de régression, nos accumulations torrentielles traduiraient aussi le passage d'un « interpluvial » à un « pluvial » franc. Un âge quaternaire ancien paraît très vraisemblable (2). Les terrasses que des accumulations identiques ont nourries, soit dans le bassin du rio Mero tout proche, soit dans la ria de Arosa, en apporteront la confirmation (v. § suivant, et p. 324 et seq.).

En aucune façon nous ne pouvons voir dans les dépôts de Mera ou de Sta Cruz, des terrasses côtières récentes comme on a pu le suggérer (3). Tout au contraire, ils sont pour nous l'indice de l'ancienneté des rias centrales. Le cône de Mera, plongeant dans la partie aval de la ria de la Corogne, atteste l'existence de celle-ci dès le Quaternaire ancien, au moins en tant que cuvette où débouchait le rio Mero. (Les contours sinueux, la forme évasée de la ria, son coefficient d'ennoiement renforcent son aspect d'alvéole, plutôt que d'auge fluviatile). L'accumulation de Sta Cruz permet de voir, par la position même de sa racine, la *liaison étroite entre les glacis et la ria « coruñèse »*. Le versant terminé par la formation torrentielle provient de la ligne de faîte qui sépare, en se tenant à 170-180 m, la ria de la Corogne de celle de Betanzos.

Une accumulation identique, sur le versant oriental du même seuil de partage des eaux, a été retrouvée également aux abords de la ria de Betanzos. (Près de Sada, Sud de Souto jusqu'à Chapurra, sur le flanc d'une colline tapissée par ces matériaux du sommet à la base). Ainsi la ria de Betanzos elle aussi peut être considérée comme réalisée dès le Quaternaire ancien (4).

2. *Cailloutis et terrasses sur le versant Nord de la vallée du rio Méro.*

Plusieurs coupes rencontrées sur le versant Nord du Bassin du Méro, également en relation avec des glacis, ont attiré notre attention et le remaniement évident de matériels de cône par le rio nous donne de précieuses indications.

Le dépôt le plus élevé se situe à 60 m au-dessus du fleuve à proximité de Labradores. Il couronne une colline cotée 84 m, de fragments de quartz émoussés en dragées de 2-4 cm. ... Or, nous sommes là à l'extrémité d'un glacis issu des collines séparant les systèmes hydrographiques des deux rias, glacis que l'enfoncement du rio Méro a tronqué et « perché ». Au pied de cette dénivellation, une terrasse plus récente du Méro (+ 25 m) ferme le marécage de Labradores. Là, les quartz sont mieux émoussés et plus gros. La coupe haute de 2 m montre une disposition en lentilles et lits de sable et galets alternants. Une autre coupe dans une terrasse à + 15 m dénote une seconde reprise des dépôts. Plus à l'aval, entre Piñeiro et le kilomètre 10 de la route El Burgo-Abegondo, un long versant descendant de 150-140 m est jalonné de quartz en pavage, qui vont alimenter une autre terrasse de + 15 m du Méro.

A *Cecebre*, enfin (5), il est possible d'observer le matériel quartzeux, hétérométrique (2-10 cm) largement enrobé d'argile plastique et de sable fin, et épais de plusieurs mètres. Il a dû être repris à sa partie supérieure en terrasse fluviatile. Des galets roulés y forment un niveau de plus de 2 m d'épaisseur, terminé vers 45-48 m d'altitude par de petits graviers moins émoussés. Entre les deux faciès caillouteux, un banc de sable alluvionnaire, contenant du rutile et de l'ilménite, est exploité de façon artisanale. Cette terrasse domine de 30-35 m le cours actuel du Méro. Comme près de Labradores, une accumulation remaniée de dragées usées a été aussi retrouvée au-dessus, *à 68 m d'altitude* (58 m au-dessus du fleuve). Même disposition litée, que

(1) R. Raynal (411) notamment 5° partie, chap. 2 et 3, et conclusion p. 566 et 567.

(2) Nous devons à R. Raynal, qui a visité ces coupes, une partie de cette interprétation, corroborant nos hypothèses. C'est également l'opinion de MM. J. Tricart et A. Guilcher, qui les ont observées en notre compagnie lors de visites sur le terrain.

(3) Commentaire de la carte géologique au 1/50 000 la Corogne (232).

(4) Caractères des sédiments grossiers : aplatissement = 1,63; usure E 1 = 133; E 2 = 190. Les cailloux sont épars sur le versant entre 80 et 20 m et ne forment une coupe épaisse de 2 m que près de Chapurra (20 m).

(5) Entre les kilomètres 533 et 534 du chemin de fer la Corogne-Palencia-Madrid.

soulignent quelques croûtes de nappe phréatique; une lentille d'argile kaolinique est intercalée dans le dépôt.

Les caractères morphométriques et morphoscopiques de certains cailloutis de terrasse reflètent bien la reprise fluviatile tant dans l'usure que dans l'aplatissement.

	Taille :	Aplatissement	Emoussé 1	Emoussé 2
Labradores + 15 m	4-6 cm	1,64	238	306
» + 25 m	4-7 cm	1,59	222	333
Cecebre + 45 m	5-8 cm	1,67	212	294

Les plus hautes accumulations, du fait de leur granulométrie un peu plus fine (dragées), de l'inégalité de l'usure selon les bancs, ne peuvent leur être comparées. L'émoussé y est tantôt plus fort (estimé à 250) tantôt plus voisin de celui des cailloutis de cône (130-110 environ).

Comme nous n'avons pas rencontré, dans cette partie de la Galice, de témoignages de mouvements tectoniques quaternaires, nous pouvons *a priori* envisager une corrélation de l'altitude des terrasses avec des hauts niveaux eustatiques, quoiqu'on les conteste beaucoup aujourd'hui (1). Dans cette hypothèse, *les plus hautes accumulations se rapporteraient au Sicilien = + 60 m. Les épandages qui les alimentèrent auraient donc bien été mis en place au Quaternaire ancien : (Villafranchien ou Gunz).*

Ainsi, les marges des plateaux qui dominent les « rias centrales » complètent de façon fort précieuse notre documentation de l'histoire géomorphologique de la Galice occidentale. Dans le chapitre précédent, nous avions pu identifier et dater les surfaces d'aplanissement principales, connaître l'ambiance climatique et végétale du Miocène, suspecter les mouvements tectoniques que connut cette période avant de voir comment au Pontien ou au Pliocène, une phase ultime de soulèvement avait dérangé les lignites de Puentes. Mais les rebords en ont enregistré plus nettement les effets.

Durant le Miocène, tandis que fonctionnait la subsidence de Puentes, les plateaux se soulevaient, d'abord de cent à deux cents mètres, puis après une période de rémission, le mouvement de surrection reprenait. La période d'arrêt provisoire du soulèvement dut être suffisante pour que, au détriment de roches sans aucun doute altérées, se développât un palier d'érosion constant et assez étendu. Des lignites pontiens trouvés à Cantallarana-San Saturnino et conservés dans une dépression ouverte dans ce palier attestent qu'avant eux, au Tortonien-Pontien, se manifesta une certaine sécheresse climatique, tout à fait favorable à la planation (savane ?). La reprise des mouvements tectoniques positifs plaça enfin le palier à son altitude actuelle de 200-300 m en même temps qu'elle « pinça » les lignites. L'épeïrogénie reflétée par la disposition synclinale de Puentes apparaît donc comme un phénomène assez général, probablement ponto-pliocène.

La continuité de l'épicycle de 200-300 m autour du « Golfe des Mariñas », souligne que celui-ci correspond à un fragment plus médiocrement soulevé du socle, dans lequel purent s'inscrire des rias très ouvertes.

L'ensemble des paysages, tant du palier que de son rebord ou que la terre des Mariñas a été façonné en longs versants, certains plongeant dans les rias et les vallées sous les eaux ou les basses terrasses, d'autres restant plus ou moins perchés. Leur ampleur, leurs pentes médiocres, sont le résultat du développement de glacis en rapport étroit avec les secteurs de roche très altérée ou plus fragile. Leur genèse, facilitée très certainement ici par la lithologie, paraît devoir être rapportée à un écoulement de type torrentiel, attesté par des cônes de déjection conservés aux abords des rias, ou dans la vallée du Méro. Réalisés à la manière de « glacis en roche tendre », ils correspondent de toutes façons à un climat sec et chaud.

(1) Voir J. Tricart (501).

La présence de kaolinite dans les dépôts montre qu'ils ont succédé à une altération chimique en milieu chaud et humide, dont ils ont repris les résidus encore non évacués. De là une prédominance de cailloutis quartzeux, l'absence des schistes issus du substratum.

En outre, le fait qu'ils aient été repris dans de hautes terrasses (+ 60 m), justifie une datation du Villafranchien récent ou du Gunz. Faciès « atlantique » des rañas ? Manifestation du début d'un « pluvial » ancien évacuant le reliquat des altérites tertiaires ? Il importe assez peu sans doute de n'avoir pu le préciser. Par contre la position même des accumulations terminales de glacis sur les côtes des rias témoigne de l'ancienneté de ces formes littorales, qui dérivent apparemment d'alvéoles ou d'auges tertiaires.

TROISIÈME PARTIE

LES SURFACES ÉOGÈNES ET LEURS MARGES, DES SIERRAS DE SERPE ET DE CAREON AU CAP FINISTERRE

Sur plus de 100 km d'Est en Ouest, avec des aspects variables mais toujours aisément reconnaissables, les surfaces éogènes développent leurs horizons de croupes molles, de fonds tourbeux, de landes rases, égayés ici ou là par l'or des genêts, les frondaisons de quelques bouquets ou rideaux d'arbres. Une certaine variété n'est pas exclue cependant; tantôt la surface générale, à peine gauchie, garde ses traits caractéristiques; tantôt, à la faveur d'affleurements de roches plus altérables, des alvéoles la défoncent. S'ouvrent alors des bassins à contours flous signalés de loin par une plus grande densité des cultures ou des boisements. Ailleurs encore, des accidents cassants compartimentent les unités du relief et impriment un autre style aux pentes, à la dissection par une hydrographie dirigée. Mais la tectonique a pu aussi bien se contenter de créer des cuvettes à bords relevés. Un relief de type appalachien enfin, dans certains secteurs privilégiés, a été réalisé par les reprises d'érosion.

Cette avancée occidentale des plateaux, fort remarquable, correspond à la zone axiale de l'architecture ancienne, celle où les accidents tectoniques majeurs, de part et d'autre, changent d'orientation, et où les affleurements dessinent une convexité constante vers l'Ouest. C'est aussi un secteur où les grandes rias, profondes et larges, disparaissent.

Les marges en enregistrent les effets. A l'approche des grandes rias ,la tectonique juxtapose les hauts niveaux et les zones basses. La trame des accidents tectoniques y est généralement plus nette. Ailleurs, qu'il s'agisse des pays de l'Allones, de Vimianzo, ou de Santiago, les effets des mouvements du sol ne peuvent plus qu'être soupçonnés, prouvés seulement en de rares endroits. La lithologie a beaucoup contribué à en compliquer la traduction dans le paysage. Enfin, on est en droit de se demander si cette collaboration de la tectonique et de la lithologie n'est pas responsable de l'originalité de la marge la plus occidentale, où les rios arrivent encore perchés tout près de la mer, pour tomber brusquement par des gorges sauvages dans de courtes rias.

Nuances, contrastes, mais aussi un certain nombre de problèmes majeurs vont donc être abordés dans les pages qui suivent.

CHAPITRE I

LES ASPECTS VARIÉS DES NIVEAUX D'ÉROSION DES SOURCES DU TAMBRE A FINISTERRE

(cartes géologiques, fig. 11 et 28; cartes hors-texte n° 2 et 3)

Les nuances des paysages de plateau doivent être examinées en tenant compte de plusieurs données complémentaires associées : lithologie, tectonique, et organisation des réseaux hydrographiques. Si les premières sont responsables de la disposition des cours d'eau, ce sont ceux-ci qui ont commandé les modalités de la dégradation des surfaces d'érosion générales. C'est donc en fonction de l'importance respective de ces trois facteurs que s'amorcent des variations sur un même thème fondamental.

A. — LES SIERRAS AUX ENVIRONS D'ORDENÈS : LE DOMAINE SCHISTEUX

La surface fondamentale, comme plus au Nord, se développe à partir de reliefs résiduels. Une réédition du « couloir de Guittiriz », que des rivières empruntent cette fois (Ulla et Pambre), fait toujours communiquer le Bassin de Lugo et le niveau d'érosion occidental. Celui-ci pénètre aussi en coin dans les articulations de l'ensemble des sierras, leur donnant ainsi des contours d'érosion à partir d'accidents tectoniques. Mais le plus souvent, les plateaux commencent au pied même des sierras.

1) Les sierras et la naissance des surfaces sur leur flanc occidental

L'aspect de longues échines, issues de blocs basculés, que nous avions rencontré dans la Sierra de la Loba et dans la moitié Nord de la Coba de Serpe, se transforme progressivement. Avec l'apparition d'un relais, l'Aro da Fonte das Bestas, la Coba de Serpe s'élargit, s'alourdit, et conserve sur plus de 5 km de large des altitudes supérieures à 650 m. C'est bientôt sur 6,5, puis 10 km de largeur que s'étalent les reliefs résiduels d'El Bocelo et de la Sierra del Careon, avant de se compartimenter. Le fait le plus original de ces sierras est sans conteste l'existence

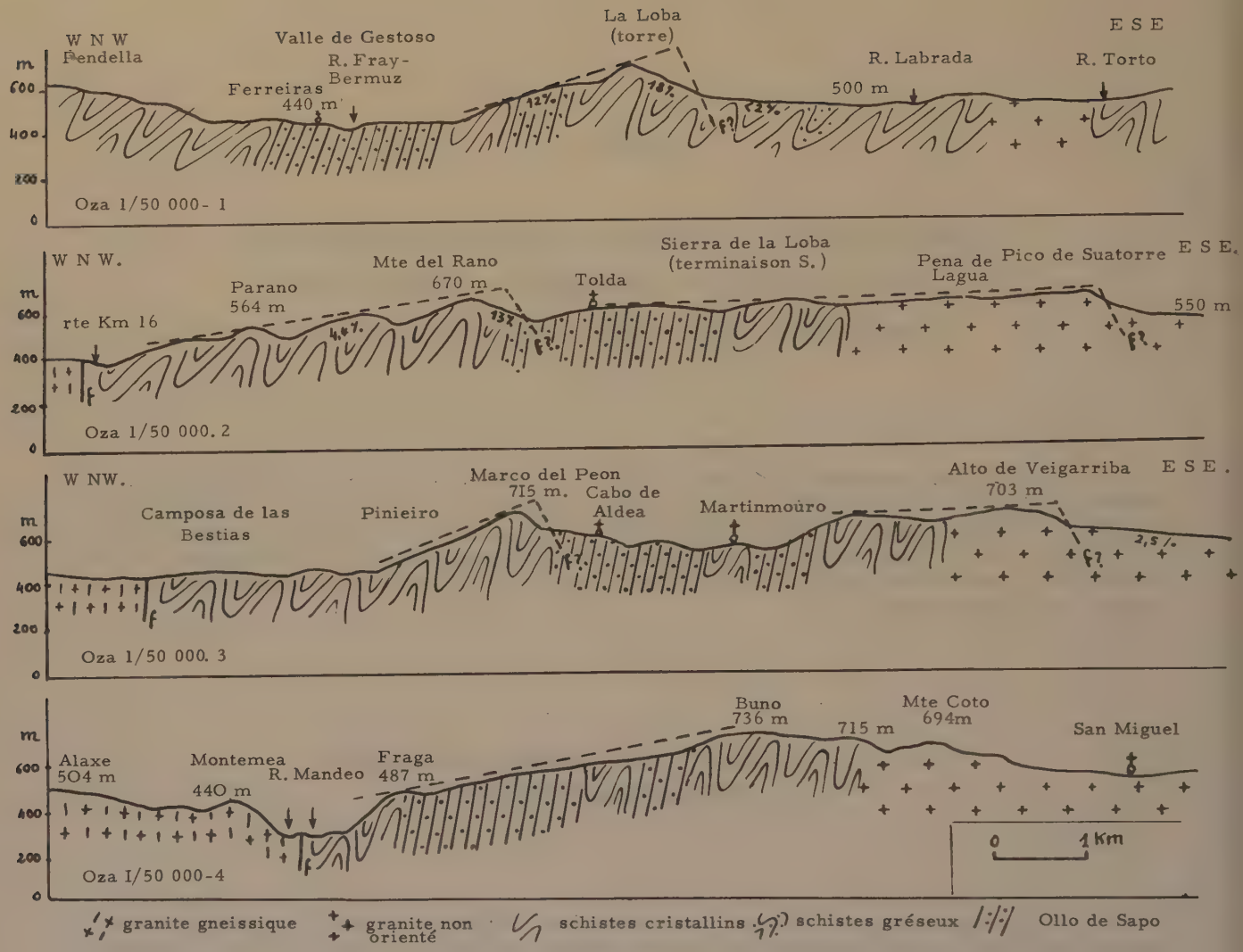


Fig. 23

d'une haute surface, que déjà P. Birot et L. Solé-Sabaris avaient signalée pour le Careon (1), mais qui s'étend aussi sur le Bocelo, plus à l'Ouest. Une inclinaison est générale vers le N et le NE; partant de 790 ou 800 m (Careon et Pilar), la surface s'abaisse à 720 m. L'Aro da Fonte doit aussi en être un élément qui se distingue par son inclinaison, laquelle se fait vers l'Est alors que les reliefs de 760-800 m dominent le rio Mandeo. Ce haut niveau est bien un reste d'ancienne surface d'aplanissement, car le Careon ne correspond que partiellement à un affleurement de péridotites-serpentinites, et d'amphibolites. Le Monte Bocelo, lui, est réalisé dans un granite à biotite au faciès grossier, glandulaire et orienté (2).

Il est hors de doute également qu'elle dut à des accidents tectoniques d'être portée à cette altitude et de constituer ainsi des reliefs résiduels que la pédiplaine principale n'a guère pu réduire. Il est aisé de reconnaître des fractures dans les limites d'El Bocelo, orientées du

(1) P. Birot et L. Solé-Sabaris (57), p. 30.
(2) I. Parga Pondal (383, 383 bis).

SSW au NNE. A l'Ouest, c'est un abrupt rectiligne sur 6 km et de 150 m de commandement qui domine le haut bassin du Tambre. A l'Est, une vallée de fracture qu'empruntent les rios Furelos et Salgueira est enfoncée de 250 m par rapport au niveau sommital. La cassure initiale n'y est plus guère reconnaissable, s'il y en eut une seule. A lire le réseau hydrographique, on pencherait plutôt pour une succession d'accidents courts et en relais. Le Careon finit lui aussi en horst, à profil plus monoclinal. Le secteur culminant domine de 200 m la vallée du rio Pambre, affluent de l'Ulla, sur 6 km de long du SSW au NNE. Plusieurs accidents parallèles du côté de l'Ouest expliquent sa terminaison en redans dans cette direction. En l'absence de dépôts corrélatifs ou discordants, l'âge de cette surface d'érosion reste, comme plus au Nord, indéterminé.

Au pied de ces blocs soulevés, la surface principale s'amorce par de grands plans faiblement inclinés d'une planéité remarquable. La pente générale vers l'Ouest et le Sud-Ouest est de l'ordre de 1,2 à 1,7 % sur 5 à 7 km d'étendue, offrant l'allure d'un vaste pédiment au pied de l'Inselgebirge. Les plus beaux développements se trouvent aux environs de Mellid *(Cf. photo 62/7/3, Planche V)* et entre la Coba de Serpe et le cours inférieur du Mandeo.

Le paysage est plus complexe entre le Mandeo et le bassin de l'Ulla. Deux avancées des reliefs résiduels de l'Aro (dont l'une correspond peut-être à une passée de serpentinites et de péridotites), aboutissent à séparer les bassins du Mandeo et du Tambre. Le Mandeo après avoir coulé entre ces deux portions vers le NW franchit soudain la plus septentrionale pour la longer ensuite à sa droite et gagner la « gouttière » de Guittiriz. Ce fleuve inaugure donc très tôt un tracé en baïonnette, qu'il conserve plus en aval comme on l'a vu. Lui tournant le dos, le Tambre rassemble des eaux venues du flanc occidental du Bocelo et de l'avancée méridionale de l'Aro. Il se dirige vers l'Ouest, collectant encore quelques rios venus du Nord. Ainsi, le Mandeo se trouve privé d'affluents notables de rive gauche et seules des fractures l'ayant fixé paraissent rendre compte de la conservation d'un seuil aussi ténu, de moins de 1 km de large et de 60-80 m de commandement. Cependant, il semble que du côté de l'Ouest, le seuil ait été également valorisé par les données lithologiques. Un petit batholite de granite à biotite a permis la réalisation d'un alvéole où vont se rejoindre les rios Batan et Tambre, Cabalar, et de los Molinos; sa partie la plus déprimée se maintient à 440 m d'altitude le long des artères hydrographiques. Dans sa zone d'affleurement, la surface se trouve progressivement modifiée, réduite à de longues échines à profil convexe surbaissé, inclinées de 1-2°, parfois sur plus de 4 km. Bref, une topographie caractéristique de zone granitique ayant subi une dégradation lente.

Pourtant, si cela explique les modalités de la bordure orientale du bassin du Tambre, on peut se demander comment se justifie son verrouillage vers le Nord. Le seuil le séparant des tributaires du « golfe brigantin » se situe dans les mêmes granites à biotite. Il n'a là que 1,5 km de large et moins de 80 m de valeur relative. Il ne culmine qu'exceptionnellement à 600 m et se prolonge au delà des granites dans les schistes d'Ordenès. Nous inclinons à penser que les Montes Enxameada et la Graña sont, en même temps que des noyaux résistants de granite, les jalons d'un faîte résultant du gauchissement de la surface d'érosion. Grâce à cette déformation, on comprendrait mieux l'allure générale des échines qui dérivent du niveau de 500 m et s'inclinant en direction du Sud vers la convergence hydrographique située dans une ample sinuosité du Tambre (méandre de Pazos). Tectonique et lithologie auraient ainsi conjointement contribué à faire du haut bassin du Tambre une vaste conque au sein de l'aplanissement principal.

Au Sud du Tambre, le niveau fondamental n'est pas autant dégradé; mais il est séparé de la zone de Mellid où l'on a vu sa remarquable extension, par une masse montagneuse large de 4-5 km, conservant des altitudes de 620-600 m au SW du Bocelo. Des deux côtés, vers Albite au Sud, vers Dormea au Nord, la surface vient y buter brutalement. Le talus a conservé là une raideur notable (20°), peut-être à la faveur d'un faciès moins grossier du granite.

A partir d'une ligne tirée du Nord au Sud de Santa Maria de Lourdes à Boimorto, la diversité des aspects s'atténue, et les plateaux prennent alors une extension considérable. Cela n'exclut cependant pas des nuances, qui s'affirment cette fois de part et d'autre de la ligne de partage des eaux entre les tributaires du « golfe brigantin » et ceux de la pourtant lointaine ria de Noya.

2) Dans la zone des schistes d'Ordenès

(profils fig. 24)

Le modelé du plateau principal ne s'unifie pas vers l'Ouest. Là il nous faut distinguer nettement dans l'extension des formes du relief la partie la plus au Nord, qui est aussi dans l'ensemble la plus élevée, et la vaste zone que draînent les systèmes d'affluents de rive droite du Tambre. Le secteur Nord est le lieu d'un bombement, dans l'aplanissement gauchi, que l'interférence de deux directions tectoniques a rendu discontinu. Il n'offre donc que des horizons culminants interrompus sur lesquels nous reviendrons un peu plus loin. Le reste du pays compris entre ce faîte (long de 30 km ou plus) et Santiago ou Boimorto correspond, certes, à l'affleurement d'une roche unique, les schistes d'Ordenès. Mais c'est surtout un domaine où l'hydrographie a multiplié les vallonnements plus ou moins parallèles, laissant de longues pentes fuyantes donner l'illusion d'un modelé plus que mûr. Les cours d'eau (Maruzo, Samo, Lenguelle) coulent tous vers le SW ou le Sud, en systèmes dentritiques bien hiérarchisés de tracé sinueux.

Les versants qu'ils engendrent dérivent, selon nous, *du jeu combiné du gauchissement de la surface d'aplanissement abaissée vers le Sud, et des processus de regradation liés à ce réseau.* Le premier facteur se marque assez bien en particulier vers les sources du rio Maruzo, de même qu'au Sud et à l'Ouest du rio Samo supérieur, jusque vers Ordenès. Mais le jeu des convergences successives des cours d'eau ouvre de plus en plus largement des sortes d'alvéoles, œuvres du second facteur. La rencontre du Lenguelle et du Tambre représente le lieu du bassin le plus surbaissé ainsi inscrit dans le niveau fondamental d'érosion (240 m). Dans ces conditions, la topographie se résoud en longs interfluves, façonnés en longs versants, doucement inclinés et

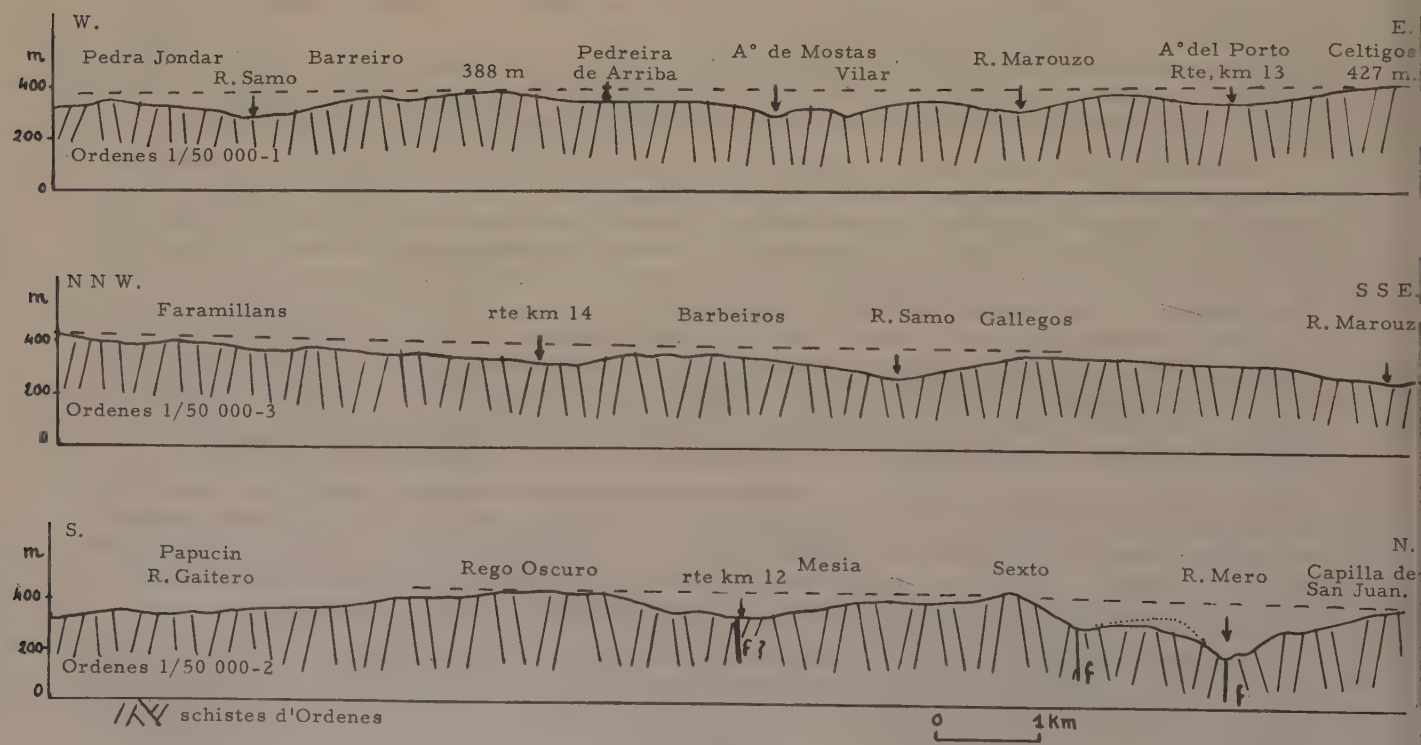


Fig. 24

à profil, en gros, rectiligne. Leur développement est le plus fréquemment de l'ordre de 500 m pour une dénivellation inférieure à 30-40 m ce qui assure une pente moyenne de 3-4°. On note assez souvent l'amorce d'une convexité vers leur base, pour les quinze derniers mètres qui les amènent au niveau des fonds de vallon (cf. rio Samo).

Les fonds sont eux-mêmes très amples par rapport aux rios qui y coulent. Tels le Rego de Juanceda (200 m), ou le rio Pequeño près d'Ordenès (250 m). Souvent des sols tourbeux donnent la preuve d'une faiblesse du drainage, que l'on peut observer de la zone des sources jusqu'assez loin vers l'aval. Les rivières principales elles-mêmes occupent toujours d'amples « *valles* », largement évasés. Le rio Samo coule ainsi, près de Mesia, dans une auge dont les bords supérieurs sont à 2,5 km l'un de l'autre (pente maximum = 10°). Les exceptions sont rares où des pentes plus raides peuvent être remarquées (1).

Les échines des interfluves et les versants qui les amenuisent paraissent, par certains côtés, assez voisins de la topographie inscrite dans les schistes de Bergondo, dans le pays de Mariñas. Pourtant il ne s'agit pas ici de la dissection d'un palier majestueusement dominé par le niveau principal. L'analyse des ruptures de pente existant à leur naissance, d'ailleurs peu continues et assez rares, les ferait plutôt dériver soit de la surface fondamentale supérieure, soit de l'aplanissement fini-oligocène qui la frange (2). Encore la pente reste-t-elle faible : 8-10° environ. L'érosion linéaire atteint en fait souvent directement le niveau culminant (420-450 m) (3). Devant la débilité de l'hydrographie on peut se demander comment et quand se sont façonnés de tels paysages et d'aussi amples vallées.

On est en droit de rechercher l'*explication dans la nature du substratum* qui de fait est certainement assez peu résistant dès qu'il est altéré. Il reste en outre à voir si le même processus de façonnement noté pour les glacis des Mariñas peut être légitimement invoqué ici.

En ce qui concerne les roches, les analyses d'échantillons comme l'examen des carrières permettent de préciser les conditions de l'altération. A l'état sain, les schistes d'Ordenès constituent une roche de texture granolépidoblastique, riche en quartz (50 %) très finement grenue et étroitement imbriquée. La muscovite, assez fréquente, forme le deuxième minéral résistant (elle n'y a guère d'orientation malgré le développement de cristaux allongés souvent flexueux). Mais l'importance des biotites, à côté de feldspaths potassiques en proportion variable, favorise l'altération chimique. Presque toujours les biotites sont cloritisées, et l'oxyde de fer est fréquent. Par conséquent, si initialement les schistes ont une certaine dureté — accompagnée constamment par une porosité très faible —, l'altération paraît gagner très vite, le plus souvent en même temps que s'accroît la porosité quoique la relation ne soit pas toujours absolue (4).

L'altération est grandement facilitée, croyons-nous, par une assez forte fragmentation due aux diaclases, tectoniques pour beaucoup. Car les schistes d'Ordenès, moins redressés que ceux de Bergondo, dessinent de nombreux plis; avec eux se notent des fracturations nombreuses que souligne une abondante oxydation. Les diaclases subverticales prédominent là où la roche est la plus altérée. Leur densité est irrégulière; dans les endroits où elle est élevée, l'écartement moyen n'est que de 0,15 à 0,25 m (5). Les fissures obliques caractérisent plutôt les zones moins

(1) Il faut pour cela que se dégage des schistes quelque filon, de quartz par exemple, comme au Mte Peñasco, dont les flancs atteignent 25-30° (route Ordenès-Lanzas, kilomètre 13, à proximité même du rio Samo, feuille Ordenès 1/50 000). Ou bien encore que les vallons acquièrent localement un profil dissymétrique, ou que les alvéoles se verrouillent comme c'est le cas pour le rio Samo vers Marzoa.

(2) Là où elles n'ont pas été trop atténuées, elle rachètent des dénivellations de 60-100 m selon les lieux : cf. kilomètre 8,5 route Ordenès-Lanza, kilomètres 4,5-6,2 route Santiago-Lourdes, et kilomètres 3-5 route Lanza-Las Travesias.

(3) Ainsi, le relief du Rego Escuro est le point de départ de longs versants réguliers inclinés de 8° sur plus de 1 m, aux environs de Juanceda à Papucin.

(4) Les analyses de nos échantillons par le C.R.P.G. de Nancy (n°s G 277-278; G 423-424-425; G 442-443; G 552-553) donnent pour la roche saine une porosité comprise entre 0,144 et 0,221, et pour des matériaux altérés une porosité allant de 0,310 à 1,770 ou même exceptionnellement de 2,3 pour les plus modifiés, dans lesquelles la biotite a totalement disparu.

(5) Observations dans plusieurs carrières proches d'Ordenès sur des distances horizontales de 3 à 6 m; orientation N 160-180 gr, ou N 2-15 gr, N 330-350 gr.

altérées, malgré leur aspect béant; sans doute leur faible inclinaison est-elle moins favorable à la pénétration des eaux destructrices (1).

Quoiqu'il en soit, les schistes d'Ordenès ont connu une profonde altération, sensible sur plusieurs mètres, en une argile plastique parfois exploitée pour la briqueterie. Rien d'étonnant, dès lors, à ce que les formes d'érosion soient aussi amples. *Le développement d'alvéoles par action chimique est d'ailleurs prouvé par l'existence des dépôts argilo-ligniteux en plusieurs lieux proches de Boimorto.*

Près de Santiago de Boimorto les sédiments argileux de base ne comportent que peu d'illite (15 %) et apparaissent surtout constitués de montmorillonite (60 %). A côté d'elle, un peu de kaolinite (15 %) et d'interstratifiés (2). Apparemment, s'en dégage l'impression de mauvais drainage, en terrain hydromorphe à partir de l'illite des schistes. Sur l'argile repose une couche de lignite épaisse de 0,60 à 1 m. Une analyse effectuée par J. Médus permet de les mettre *en corrélation avec les niveaux inférieurs visibles de Puentes de Garcia-Rodriguez* (*base de* β *ou dans* α, *v. fig. 20*). Leur faciès cependant est surtout lié à des conditions édaphiques telles que le mauvais drainage (3). Le lignite supporte 2 m d'argile plus sableuse et d'arène, où les proportions d'argile sont assez proches du niveau inférieur. Dans les fractions grossières, les feldspaths manquent; quelques fragments quartzeux dépassent la taille des graviers et n'offrent aucune usure.

Nous avons exploré en outre deux autres gisements où le lignite a été rencontré à la base d'exploitations d'argile, à Andeboa et à Arceo. Comme à Santiago de Boimorto, les lignites reposent sur des argiles à montmorillonite (60 à 100 %) et kaolinite (0-40 %) avec intercalations de veinules calcaires friables, malheureusement non fossilifères. Partout ils ont un pendage sensible, de l'ordre de 30 degrés sur le NNE (Santiago), le NE (Andeboa) ou le NW (Arceo). Quoique leur situation topographique soit différente, notamment leur altitude, cette diversité des sites à lignites, comme l'inclinaison des veines, conduisent à poser le problème des déformations des surfaces d'érosion au cours du Miocène. Le faciès des lignites rend très peu probable l'hypothèse qu'ils dérivent de tourbières de versant réalisées sur une « péné-plaine ». Par contre la position des gisements accrédite l'idée que des éléments de plateau distincts étaient déjà individualisés au début du Miocène. En effet, Santiago de Boimorto se situe à 500 m environ tandis qu'Arceo est sur un épaulement coté 380 m *(v. fig. 25)*. Un emboîtement identique se rencontre par ailleurs au N du Tambre (4), soulignant bien qu'il ne s'agit pas d'un fait local. *Le pendage des veines ligniteuses nous paraît de son côté résulter de la déformation des surfaces sur lesquelles elles reposaient.* Nous n'en voyons plus en effet que des lambeaux, sur le rebord d'échines qui résultent du défoncement des niveaux d'érosion. A Santiago de Boimorto, l'origine de ce dernier est l'exploitation d'une vallée de fracture; l'affouillement perche les dépôts à près de 100 m du fond de la dépression voisine à l'Est où coule le rio Iso. Les témoins de la sédimentation ligniteuse sont trop restreints pour que l'on observe un tronquage des couches comme à Puentes. Mais il est plus que probable que *ce n'est pas l'élaboration de la surface des plateaux sur lesquels ils se trouvent qui les a biseautées.* Au contraire, le fait qu'elles s'inclinent vers les dépressions qui l'accidentent tendrait à montrer que leur accumulation s'est effectuée au moment où les niveaux d'érosion commencaient à se détériorer. Le fait que les lignites se rencontrent sur les éléments étagés de niveaux d'érosion permet de supposer qu'il s'agit bien des aplanissements éogènes identifiés près de Roupar. Ainsi serait prouvée à nouveau *l'existence de deux niveaux de pédiplanation tertiaire terminés au début du Miocène.* Le pendage des lignites met en outre en évidence l'action de la tectonique dans l'évolution ultérieure des plateaux; son intervention a

(1) Inclinaisons de 12 à 45 degrés sur l'horizontale; orientations principales N 30 gr et N 90 gr.

(2) Interstratifiés de type Illite-Vermiculite.

(3) V. J. Médus (**321**), p. 64-65, le spectre compte parmi les représentants de plantes « anciennes », 19 pollens de Sapotacées, 4 de *Myrica* (cf. *faya*), 1 de *symplocos*, 45 d'Abiétinés, 7 d'*Engelhardtia*. Les arbres « européens » plus récents tels que Betula, Carpinus sont absents, Corylus et Carya ne sont indiqués que par un pollen (parmi 188 qui ont été identifiés). Mais le spectre a une signification plus édaphique (marais) que climatique. Le gisement de Santiago de Boimorto nous a été signalé par I. Parga Pondal en 1960, à la suite d'une information parue dans la presse locale.

(4) Un talus important et net sépare le plateau de Lourdes (540 m) des interfluves planes de Juanceda, Lanza... (420-400 m), exactement dans le prolongement des sites à lignites de Boimorto-Arceo).

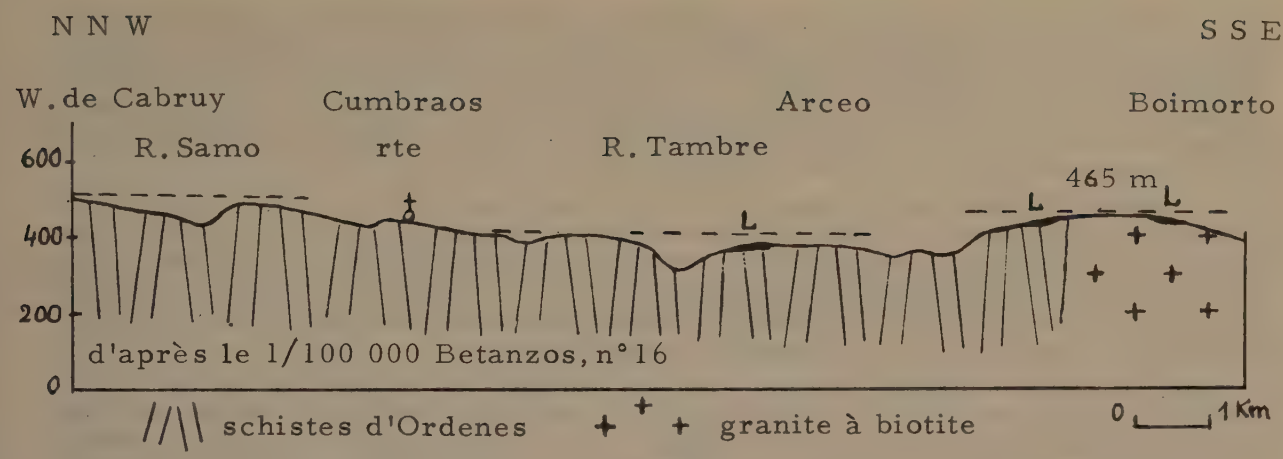


Fig. 25

probablement amorcé la réalisation d'alvéoles ou de gouttières dont le système du Tambre a bénéficié.

Tous les secteurs abaissés ont en effet ensuite été défoncés et ouverts par l'hydrographie. Les versants, sous l'altération chimique, ont dû évoluer en reculant et en perdant de leur substance, avant de connaître la phase de façonnement qui en a fait les versants-glacis décrits plus haut. L'évidence du « nettoyage » par des processus de ruissellement est moins claire dans les schistes d'Ordenès que dans ceux de Bergondo, en partie probablement parce qu'ils sont moins abondamment pourvus en veinules de quartz. Pourtant, en plusieurs endroits, nous avons retrouvé des pavages de quartz ou des accumulations de cailloutis; certains médiocres (0,40-0,50 m d'épaisseur), d'autres pouvant atteindre plus de 2 m. Les uns ont été observés vers le haut des versants, les autres plutôt près de leur base; ils ont pu alors fournir en matériaux les terrasses fluviales. De sorte que nous considérons les retouches d'ensemble des alvéoles comme contemporaines de l'élaboration des glacis étudiés dans les environs de la Corogne.

Un des secteurs où ces traits sont les plus apparents se situe vers la confluence des rios Tambre, Lenguelle et Cabeceiro. Au sommet de l'interfluve Tambre-Cabeceiro, depuis la Gandara jusque vers Barciela soit un peu plus de 1 km, un épandage de cailloutis surmonte la roche en place altérée, à 30 m environ au-dessus du niveau du Tambre (1). Il ne s'agit pourtant pas de terrasses, les fragments (essentiellement des quartz) n'étant que peu retouchés ou même non usés. C'est en réalité l'extrémité d'un long glacis faiblement incliné de 300-320 m jusqu'à 240 m, sur 4 km de longueur (pente de 3-4°). De l'éperon de confluence entre Lenguelle et Tambre, part un autre glacis lui aussi terminé, vers 250-260 m au Sud de Villacid, par une accumulation caillouteuse reposant sur des schistes altérés (épaisseur visible = 0,80 m) (2).

Surtout, à l'Ouest du rio Lenguelle, et de part et d'autre du méandre, abandonné aujourd'hui, que représentent les Brañas Grande et Pequeña, les coupes offertes par une exploitation d'argile pour briqueterie et les chemins avoisinants renforcent l'assimilation possible de ces dépôts avec ceux de Santa Cruz et des environs de la Corogne. Là en effet, on peut observer l'existence, à la base, d'argile plastique (ayant localisé la briqueterie). Le matériel détritique y commence également, à 10-12 m au-dessus du méandre abandonné qui cote 224 m, par des gros blocs dont certains atteignent 0,40 m de grand axe (3). Au-dessus, les dépôts avec une disposition à caractère torrentiel atteignent 2 à 2,50 m d'épaisseur. Les tailles les plus fréquentes des éléments sont de 7 à 10 cm d'une part, de 2-3 cm d'autre part. S'y ajoutent en abondance des esquilles et graviers liant le tout avec un matériel limoneux. Les quartz sont très prédominants même

(1) Route de Sigueiro à Moar, kilomètres 1-2 (feuille El Pino 1/50 000).
(2) Route de Barciela à la Estacion FC de Berreo (même feuille).
(3) Centile 360 × 210 × 150 mm.

à la dimension des esquilles, où pourtant se mêlent aussi des schistes et des gneiss très altérés. Beaucoup de galets ont l'aspect de polyèdres émoussés, comme dans les « rañas » typiques. L'aplatissement est assez faible (2,05) et l'usure, à la taille de 6-8 cm, de 172 seulement (1). On notera aussi que la même formation caillouteuse couronne la colline isolée par le méandre entre celui-ci et le Tambre, à 240 m d'altitude, soit encore à 10-12 m au-dessus des Brañas, et à 16 m au-dessus du cours actuel du Tambre.

Au Sud du Tambre dans le même secteur, des épandages quartzeux ont en outre pu être observés en divers points, comme entre Benavente et Trasvea, ou plus au Sud encore vers Carballal-Gunin de part et d'autre de l'A° Portagueira (épaisseur 0,60-1 m). Diverses coupes, près de la confluence du Lenguelle comme de part et d'autre de Benavente, montrent les schistes fortement nourris d'injections de quartz et ceci explique très probablement l'abondance des accumulations dans cette partie du pays.

Dans la région de Papucin-Gallegos, c'est à la naissance des versants que les cailloutis de caractère torrentiel ont été rencontrés. Les coupes les plus caractéristiques se situent vers Villarello de Arriba (2), entre les cotes 386 et 365 m. Là une accumulation abondante, épaisse de 1,50 m environ, est composée tantôt de cailloutis et de sable, tantôt de cailloutis seulement; le sable, trié, de couleur ocre, forme un lit de 0,50 m d'épaisseur et passe latéralement au matériel grossier. Dans le faciès grossier il s'agit de fragments uniquement quartzeux non ou peu usés — seuls les gros éléments ont les arêtes retouchées. Des lentilles d'arène s'intercalent localement dans les masses caillouteuses. L'ensemble ravine et recouvre la roche altérée ou parfois une argile kaolinique où la migration du fer a créé des marbrures irrégulières. Il est lui-même partiellement fossilisé par un limon de colluvionnement sur lequel se développe un sol de lande superficiel. Les cailloutis sont encore très abondants sur les versants des rios de Mostas et Maruzo.

Tous ces exemples nous amènent à considérer que *la région des schistes d'Ordenès a connu une évolution identique à celle qui a pu être établie entre Roupar-Puentes et la Corogne. A l'élaboration des niveaux d'érosion fondamentaux a succédé une période d'altération sous climat chaud et humide* dont témoignent les lignites de Boimorto, et l'abondance des argiles riches en kaolinite qui localisent nombre de briqueteries. L'analyse aux rayons X de celle-ci en fait foi. *La principale retouche ultérieure est marquée par les « rañas »* (de faciès un peu particulier il est vrai) *qui ont remanié le stock d'altérites,* de façon un peu moins complète qu'au Nord puisque les argiles d'altération subsistent encore ici ou là *in situ*. Les caractères des accumulations de cette période *reflètent des conditions devenues subtropicales sèches*. C'est alors que les alvéoles issus de la dégradation lente aidée ou non par le jeu de la tectonique furent transformés en lieux de convergence de longs versants à pentes douces.

La disposition aujourd'hui légèrement perchée de ces « versants-glacis » traduit un des traits de l'évolution postérieure des versants. Celle-ci ne s'est pas, en effet, arrêtée définitivement puisque ici ou là parfois, les cailloutis supportent à leur tour un matériel plus fin de colluvionnement. En divers endroits, s'interposant entre le colluvionnement et le sol végétal actuel, s'observent soit une nouvelle traînée de fragments quartzeux d'assez petite taille, formant une sorte de « *stone line* » soit un matériel sablo-graveleux plus ou moins lité. *Le ruissellement a donc encore dû se manifester plus ou moins vigoureusement et donner un caractère polygénique aux versants-glacis*. Nous en aurons d'autres preuves ultérieurement.

Mais si nous admettons pour le façonnement principal des longs versants la même période que celle qui concerne la région des Mariñas (Villafranchien récent ou Gunz), nous devons accepter l'idée que l'évolution du relief pendant le reste du Quaternaire fut assez mineure : entaille de l'hydrographie d'une quinzaine de mètres tout au plus; nettoyage épisodique des versants, qui rendit modestes les épaisseurs de colluvionnement, et colmatage par ces apports

(1) Elle est donc largement supérieure à celle des cônes de Sta Cruz, Mera. Mais les valeurs obtenues s'appliquent ici à du matériel un peu plus grossier. Une retouche fluviatile paraît aussi assez probable ici. Au N de César (rive Sud du Tambre), un lambeau de terrasse plus caractéristique a également été retrouvé à + 25 m et un autre à + 15 m entre César et Barciela.

(2) Paroisse de Gallegos, feuille topogr. Ordenès n° 70.

latéraux des fonds de vallée progressive transformés en zones plus ou moins tourbeuses. Tel est le sommaire bilan des derniers épisodes de l'évolution du modelé. Cependant, la largeur même des fonds de vallons, à la base de la légère convexité qui enregistre le dernier creusement, atteste que les rios eurent à un ou des moments donnés une efficacité supérieure à l'actuelle. Le secteur étudié ici n'apportant toutefois aucune précision sur ce point, l'on ne peut poursuivre maintenant l'étude de cette dernière question. Nous y reviendrons.

B. — LA LIGNE DE FAÎTE DES SOURCES DU MERA A L'ALLONES SUPÉRIEUR

Nous avions précédemment observé la remarquable extension du niveau d'érosion de 520 m entre les rios Mandeo et Mendo supérieurs et, au delà de l'alvéole granitique du rio Cabalar, dans la région de Lourdes. Il n'en reste presque rien dans le domaine schisteux en direction d'Ordenès et de Santiago, mais vers le NW, on en retrouve des éléments passablement défigurés par la tectonique pour s'être trouvés dans une *zone charnière*.

Le parcours de cette partie placée en position culminante, permet de suivre les plateaux de 520 m qui s'avancent vers le NWW tout en perdant progressivement de la hauteur : 480 m environ près du Mendo (Mte de las Gandaras), 490 à 450 m aux sources du rio Samo. Cette extension se termine brusquement sur une ligne discontinue SW-NE que jalonnent le cours supérieur du Corbeira, un tronçon et un affluent du Mero, et une partie du rio Samo supérieur. De Cesuras à Mesia, sur 11 km à vol d'oiseau s'établit ainsi une limite rectiligne qu'on ne peut guère qu'imputer à la tectonique. Les vallées de fracture s'y inscrivent profondément, engendrant des dénivellations de plus de 200 m. Les éléments solidaires du plateau sont les Mtes Leiros (470 m), Rozamonte (465 m) et le prolongement de los Bedujos (465 m).

A l'Ouest, se développe un vaste champ de fractures. Elles guident le tracé du Mero et de ses affluents d'une façon impérative ainsi que bien des éléments topographiques de l'avant-pays, tandis que du côté Sud la zone d'aplanissement se poursuit, quoique sensiblement défigurée (cf. carte morphologique hors-texte n° II). Les cassures prennent plusieurs orientations. Du côté du Sud elles ont un tracé ESE-WNW prédominant, interrompues par d'autres, moins fréquentes, SSW-NNE. Il suffit de suivre le Mero qui passe de l'une à l'autre (tracé en vilebrequin). Vers le Nord les orientations directrices forment un éventail ouvert sur l'avant-pays (SW-NE à SE-NW) et guident de petits rios. Dans la zone centrale, toutes ces directions interfèrent et ne laissent plus subsister que de petits compartiments où le niveau de faîte s'est abaissé à 360-400 m (Montevello, Montes Pedreiras et Montouro, Capilla de San Juan).

Par contre, entre les rios Mero et Samo-Travesio, les plateaux de plus de 400 m se poursuivent plus continûment en direction de Meson del Viento. Il serait toutefois vain de vouloir décider de leur appartenance au niveau de 520 m que l'on a vu s'incliner vers le NW, ou au niveau de 400-420 m qui le flanque vers Albijoy ou Juanceda et dont dérivent bien des interfluves du système du Tambre. Les fractures sont aujourd'hui jalonnées par d'amples vallées qui suggèrent une relative ancienneté du jeu de cette tectonique.

Entre les rios Mero et Barcès, s'étale la masse du Castro Mayor, prolongée vers le Sud par un relèvement et un élargissement des plateaux. Le Mayor fait figure de horst dégradé quoique circonscrit par des cassures de trois côtés (1). Ce relief ainsi délimité atteint 6 km de largeur et

(1) A l'Est, les fractures sont empruntées par le Rego de Conjo, le Furaca, puis le Mero et l'Ao de Villardel, du Sud-Ouest au Nord-Est. Au Nord, on retrouve un éventail de cassures s'écartant vers le Nord, tandis qu'à l'Ouest, un accident continu, fidèlement suivi par la route de la Corogne à Santiago, se poursuit sur 4 km du SSW au NNE.

se décompose en un niveau sommital à pente légèrement inclinée vers l'W et le SW et localement un contrefort vers 360 m portant plusieurs hameaux du côté de l'Est et du Nord-Est. Appuyée contre la masse du Castro Mayor, et soudée à elle par un pédoncule rendu étroit par les têtes de sources d'affluents du Barcès et du Traversio, la surface d'aplanissement subit un léger relèvement, de 2-4° environ entre le Mte Barcula (451 m) et Meson del Viento (460 m).

Mais bientôt une nouvelle transformation affecte tout l'ensemble. Au-delà de la profonde coupure SW-NE suivie par les rios Barcès et de Cabra, les horsts se multiplient au Nord. Du côté du Sud par contre la surface des plateaux à nouveau un peu abaissée est ouverte de multiples alvéoles. Sur un vaste périmètre étendu du rio Barcès supérieur à Mercurin (7 km du Nord au Sud) et de Meson del Viento au pied du Mte Cedeira (9 km) les altitudes de 400-440 m correspondent à un niveau de collines d'où part une hydrographie dense et sinueuse (1). Longs versants, fonds tourbeux, forment à nouveau les traits dominants du paysage. Nous avons pu sonder, dans l'un de ces vallons, 1,40 m de tourbe reposant sur du gravier amené lors du dernier épisode fluviatile actif. Surtout, avec le développement d'affluents du Barcès au Nord, du rio de Boicalvo vers le Sud, il ne reste bientôt plus qu'un seuil minuscule, orienté du SW au NE, qui vers Cerceda n'a plus que 200 m de large et 360 m d'altitude. Le système du Barcès, dont le niveau de base est bien plus proche (ria de la Corogne) forme le réseau conquérant. Pourtant il n'y a pas encore de capture au détriment de celui du Tambre, constamment menacé depuis sa source du fait de la proximité des rias centrales. Sans doute la tectonique a-t-elle longtemps joué en sa faveur !

L'ensemble des paysages que nous venons de décrire reste inscrit dans les schistes d'Ordenès, ou dans la zone où ils passent aux schistes de Bergondo (qui ne deviennent vraiment distincts que plus au Nord). Jusqu'ici, la lithologie n'a joué qu'un rôle subordonné dans l'explication des formes du relief. Il n'en va plus de même au-delà du rio Barcès supérieur et vers l'Ouest, car avec une tectonique moins anarchique, l'affleurement du granite de la Corogne va donner un autre aspect encore au bourrelet bordier des plateaux.

Nous venions de voir, au Nord de Cerceda, une surface de 400 m abaissée par le système hydrographique du rio Barcès supérieur. Sauf au bord du Mte Morzoz, ses pentes inclinées vers le NE nous conduisent en 4 km vers une ample dépression allongée qu'occupe le Barcès. L'horizon est alors barré par une masse montagneuse puissante, le *Mte Xalo*. Son flanc domine en effet la dépression d'environ 250 m en un front continu de 7 km de longueur par des pentes de 20-25°. Cette régularité et cette raideur permettent d'y reconnaître un escarpement de faille et la vallée prend ainsi l'allure d'une dépression d'angle de faille. Quant au Mte Xalo, c'est plus un horst qu'un bloc basculé et ses points culminants ne se trouvent pas à proximité de la vallée mais sur le rebord Nord du relief. La topographie portée ainsi à 450-520 m est celle d'une vieille surface dégradée, doucement vallonnée par le système de l'A° de Dorca, affluent du Barcès. Les têtes de vallons où le drainage est embryonnaire ont des fonds légèrement tourbeux (2). Mais très tôt les versants atteignent 10 à 15° ou davantage (cf. vallons au SW de l'Anxelio) et les dénivellations de 30 m ou plus y sont assez nombreuses *(v. profils Betanzos SW, fig. 26)*.

Cette surface usée et dégradée, où de gros blocs de granite ou des bosses rocheuses forment le modelé de détail, se termine brutalement du côté du Nord, par un amphithéâtre d'érosion impressionnant. Les sommets de l'Outeiro et de l'Anxelio, faits de grosses dalles granitiques verticales, forment une corniche dénudée, dominant des versants à blocs éboulés ou bosselés entre les ravines d'érosion qui sont les têtes de source du rio Valiñas. La dénivellation, forte de 300 m, conserve des pentes de 22 à 30° jusqu'à proximité d'Hermida. Cette prodigieuse entaille semble être l'œuvre exclusive de l'érosion exacerbée par la proximité de la ria de la Corogne, et arrêtée sur des barres granitiques, allongées WSW-ENE, de l'Anxelio à l'Outeiro.

(1) Ainsi se dessine entre le Mormoz au Nord (406 m) l'Alto Faro et le Mte Mercurin au Sud (440-428 m) un ample couloir où serpente le Portigo de Vilasenin, vers 340 m d'altitude.

(2) Schultz (458) signalait l'existence de tourbières importantes sur le Mte Xalo. Nous n'en avons trouvé trace qu'en quelques endroits d'assez faible étendue et où l'épaisseur de tourbe ne dépasse guère 0,30 m (Braña Frians). Les têtes de source de l'A° de Dorca sont également tourbeuses au-dessus de 400 m; mais des pentes de 16-18°, atteintes dès les environs du Xustovedro, assurent très tôt un bon écoulement.

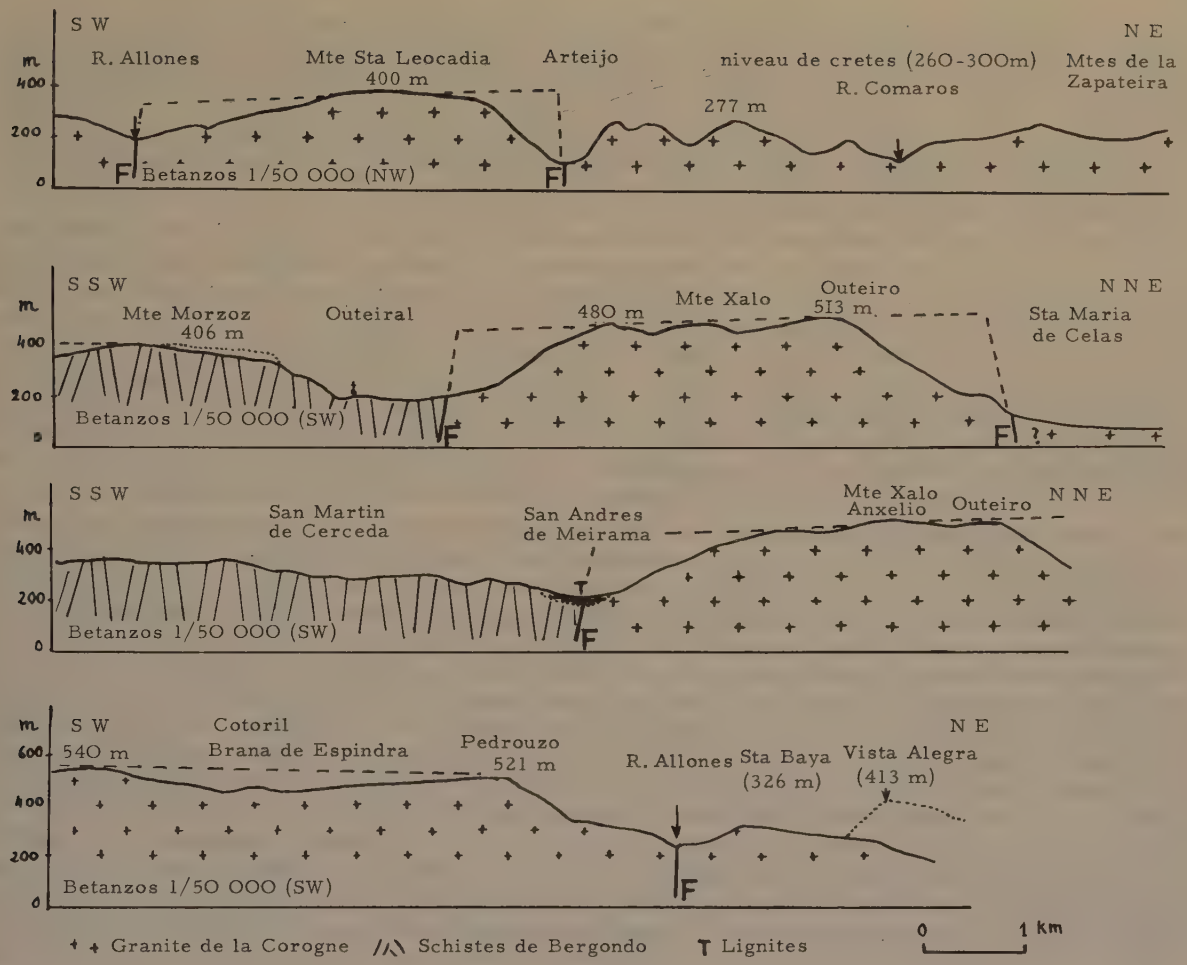


Fig. 26

Si à l'origine un accident a limité au Nord le massif du Xalo (1), il a subi à Hermida une furieuse attaque qui l'a échancré sur plus de 2 km vers l'intérieur du bloc soulevé. Du côté du Sud, l'abrupt est un peu moins important : 200-250 m cependant encore séparent la vieille surface de la dépression « drainée » par le Barcès. C'est seulement au NE que le bloc paraît moins important parce qu'un peu plus bas (450-440 m) et flanqué d'un palier irrégulier vers 180-200 m. On notera que précisément cette partie du horst est constituée de schistes (contact approximativement situé le long de l'A° de Dorca et à Francelos).

La topographie des sommets dérive d'une surface d'érosion : outre les schistes dans le secteur oriental, affleurent des granites de faciès différent dans la partie Sud et Ouest, des dalles et des blocs dans le secteur Nord. Dans le talus méridional, nous avons relevé plusieurs inclusions de schistes dans les granites grossiers (2).

Le Xalo se prolonge vers le NW par un éperon un peu moins élevé, que la tectonique a dédoublé. Les sommets de 400-430 m d'altitude sont interrompus par deux fois par des abrupts

(1) Il en reste trace dans la vallée de fracture de Bregua à Esfarrapa à l'WNW, et dans le talus de Celas à Carral.

(2) Une mylonite orientée SE-NW a été répérée au dessus de Caroliño. Sa position à un contact entre schistes et granites empêche d'y voir avec certitude une preuve géologique de l'accident tectonique responsable du talus actuel.

tournés face au SW. Le plus méridional domine le cours de l'Allones, qui tourne le dos au rio Barcès (dénivellation de 200 m). Le second tombe par une pente de 28° sur une dépression à fond plat, plus réduite en longueur (terroir cultivé du hameau de Vilar de Fraga). L'abrupt y est de l'ordre de 160 m et très rectiligne. Les côtés orientés au NE, dans les deux cas, sont plus doucement inclinés et davantage indentés : la moitié inférieure des pentes n'atteint plus que 10°. L'ensemble s'interrompt sur une autre cassure orthogonale, que soulignent des rivières rectilignes de direction opposée (col à 267 m à Vista Alegre).

Tous ces derniers traits s'inscrivent dans le granite intrusif de la Corogne. Nous reparlerons (chap. II A, *in fine*) du détail de son comportement à l'érosion. Soulignons ici cependant la disposition en dômes qu'il acquiert souvent. Sa présence se traduit vers les sommets par l'apparition de bosses à parois raides pouvant former corniche. Ces dômes ont une structure en écailles (dalles ou diaclases courbes ?) que coupent des diaclases verticales assez écartées (1). Il en résulte, outre une topographie heurtée, des débris en forme de dalles ou de boules selon la densité d'un réseau perpendiculaire d'autres diaclases. Dans l'ensemble les boules sont d'assez grandes dimensions (6-12 m), et souvent leur surface se prête au façonnement de cuvettes de désagrégation (2). Lorsque le réseau de diaclases subhorizontales est plus dense, cela crée des dalles de 1 m environ d'épaisseur. Il arrive que certaines coupent les boules en deux.

Au-delà de la coupure tectonique SW-NE précitée, d'autres accidents cassants ont aidé au dégagement de blocs soulevés d'inégale hauteur et de dépressions rectilignes. La masse la plus importante se situe au Sud de la fracture majeure où se loge le rio Arteijo. Ce sont les *Montes Sta Leocadia* (v. fig. 26). Eux aussi gardent sur leur sommet l'aspect de plateau d'érosion, malgré une inclinaison générale vers le NW de l'ordre de 100 m pour une distance linéaire de 5 km, et malgré une structure granitique plutôt favorable au développement d'inégalités topographiques. Un basculement, vers le SW cette fois, s'ajoute à cette pente d'ensemble. Toutefois, il n'est ni simple, ni tout à fait général. Il se perçoit bien surtout à l'Est; au centre, un sillon longitudinal l'interrompt, soit que le horst recèle des cassures internes, soit qu'il s'agisse d'une zone fragile entre deux alignements de dômes granitiques. Vers l'Ouest le basculement disparaît. Quand il est net, il crée des conditions favorables au développement de pentes douces, en direction du prolongement occidental de la dépression des rios Barcès et Allones. Il se réalise alors une disposition inverse de ce que l'on rencontrait à l'Est. Au versant raide du Xalo fait suite le rebord atténué des Montes Sta Leocadia; aux versants plus doux du secteur Cerceda-Meirama succède le talus à forte pente d'un autre horst, où culminent le Cedeira et le Pedrouzo. C'est que le bombement paraît ici s'être divisé en deux alignements.

La fracture d'Arteijo semble occuper l'axe de celui du Nord; cela donne à la vallée qui s'y installe une allure symétrique déjà notée par P. Birot (3). Le rebord du Sta Leocadia tombe sur ce sillon par des pentes fortes. Outre la partie sommitale où se dégagent des dômes de plusieurs dizaines de mètres de haut à parois lisses et raides (60-80°), la partie moyenne des versants a encore 25° environ; la dénivellation totale dépasse 240 m. Le versant Nord de ce sillon tectonique se développe dans des reliefs moins élevés (180-200 m de commandement); il a pourtant des pentes tout aussi notables (30-32°). Ce relief bordier septentrional subit une inclinaison générale vers le NW, mais il est sans doute plus fracturé. Il se décompose en rangées de dômes subégaux, alignés, qui forment la transition entre le pays des Mariñas et celui de Bergantiños. Il se rattache à l'avant-pays et sera considéré avec lui.

Enfin, au Sud du rio Allones, et contribuant à donner à sa vallée un profil dissymétrique, un dernier massif montagneux termine cette série de blocs soulevés : le *Mte Cedeira*. Imposant par la continuité de ses sommets, rangés du N au S sur 8 km, il culmine à plus de 500 m : Meda (546 m), Mte Cotoril (vaste plateau situé entre 520-560 m) et Mte Cedeira (crête massive atteignant 595 m). Il se signale aussi par la largeur qu'il présente : 7 km d'Ouest en Est. Par

(1) Orientations prédominantes N35 et N340 gr.

(2) Elles présentent généralement un fond légèrement concave. Les parois sont un peu surplombantes. Elles ont une ouverture, un chenal d'écoulement, ou sont coalescentes. Diamètre = 1 à 1,30 m; largeur = 0,50 à 0,70 m; hauteur = 0,20 à 0,70 m pour les grandes. L'une d'elles se prolonge par un chenal de plus de 2 m de long.

(3) P. Birot (56), p. 155.

lui, la région d'Ordenès se trouve isolée des pays de l'Allones. C'est encore un relief granitique, fait de granite intrusif à deux micas, ce qui explique les nombreuses irrégularités de sa topographie de détail. Deux facteurs y concourent d'ailleurs conjointement. Une variation dans la composition et l'aspect pétrographiques a été fréquemment constatée. Dans le grand batholite de Montemayor, « la taille des grains varie beaucoup, de même que la couleur des feldspaths » (1). Des échantillons prélevés dans le même dôme du Cedeira se sont révélés pétrographiquement distincts (2). Partout se note une forte cataclase, parfois même un broyage des minéraux, marqué jusqu'à l'intérieur des boules. L'altération a affecté, dans ces conditions, de façon sensible aussi bien micas que feldspaths (3).

Il devient assez délicat, pour toutes ces raisons, d'interpréter les formes d'ensemble. A l'Est de la ligne médiane de sommets, un haut plateau s'étale aux alentours de 480-530 m, sur 3 km environ. Il se raccorde aux plateaux orientaux de 450-360 m du Morzoz, ou des environs de Cerceda par un talus net quoique en pente douce. Le tracé sinueux de celui-ci fait pencher pour un étagement de deux niveaux distincts : sans doute alors ceux que nous avons reconnus comme éo-oligocènes. La nature granitique de la zone sommitale, schisteuse du pays de Cerceda-Queijas aurait seulement permis l'exagération de la dénivellation qui les sépare et qui habituellement est moins marquée. Les sommets culminants font figure de chicots résiduels sur l'aplanissement supérieur tant aux abords de la route Cerceda-Carballo quand celle-ci emprunte cette surface, que du côté de l'Ouest (4). Le plateau occidental, dont l'extension est aussi de 3 km en moyenne, dessine en réalité une série de saillants, dans les limites de l'affleurement du batholite et de son auréole de métamorphisme. Les rentrants, eux-mêmes profonds, paraissent dépendre de l'inégale composition du granite, de la présence de zones mylonitisées, de la variation de fréquence de dykes à la périphérie de l'intrusion (5). Au total, ces limites sont essentiellement dues à l'érosion différentielle de même qu'au NE, où elles suivent l'avancée « en coin » des schistes micacés migmatitiques jusqu'au revers du Sta Leocadia. Toutefois le rebord septentrional du Mte Pedrouzo, jusqu'à Coiro est lié aussi aux actions tectoniques responsables de la dépression de l'Allones. Il en résulte un talus de 180-200 m de valeur relative et continu sur 5 km. Ainsi ce vaste massif est bien solidaire des systèmes des horsts précédemment étudiés.

Ces divers éléments d'un dispositif un « touche de piano » dérivent, selon toute vraisemblance, des mêmes surfaces fondamentales éogènes. Fragmentées, soumises à une attaque plus profonde par suite de la densité des accidents et de la proximité du niveau de base, rendues plus irrégulières dans la zone d'affleurement des granites, elles restent pourtant reconnaissables. On pourrait cependant objecter qu'en l'absence de dépôts corrélatifs et à si longue distance du secteur où elles ont pu être datées, nous généraliserons leur extension abusivement.

Heureusement, si les plateaux eux-mêmes restent « anonymes » les accidents qui les ont fracturés et ont provoqué leur surélévation peuvent être datés. Des sédiments argilo-ligniteux ont été mis à jour dans deux exploitations d'argile pour briqueterie; le premier gisement est à *San Andrès de Meirama*, le second à *Francelos;* ils se situent dans la vallée de fracture qu'empruntent le rio Allones et le rio Barcès, au pied du Mte Xalo (6).

La fracture elle-même est certainement d'origine ancienne puisque sur cet axe se remarque un décrochement des granites intrusifs par rapport aux schistes micacés et l'Est de Carballo entre le Mte Leocadia et le Mte Pedrouzo. Le rejeu tertiaire a retrouvé cette cassure, mais lithologie et tectonique ont concouru à rendre son profil actuel dissymétrique. Changements de roches et basculements différents des blocs en expliquent ensemble les aspects changeants que nous caractériserons d'abord brièvement :

(1) (235), p. 49.
(2) Analyses du C. R. P. G. de Nancy.
(3) Porosité correspondante 0,9 à 1,4 : orthose, microcline, sont kaolinisés, les plagioclases séricitisées, la biotite chloritisée dans les échantillons altérés.
(4) Leur commandement est de 100 m pour le Mte Cedeira, par rapport aux plateaux du Sud, de 50-80 m pour les autres sommets par rapport à ceux de l'Ouest. Les pentes correspondant à cette dénivellation sont de 12° environ.
(5) (235), p. 49.
(6) I. Parga Pondal nous a signalé le premier de ces gisements.

— des changements de direction au long de l'accident : de Francelos à Meirama, et au-delà jusqu'à la faille SW-NE de Vista Alègre, la direction est N. 150 gr. Après un décrochement qui la décale de 0,7 km vers le Sud, la fracture se poursuit vers l'Ouest suivant une orientation N. 120 gr. C'est donc un accident majeur mais complexe.

— malgré l'ampleur de la dépression topographique correspondante, le fond jamais plat et le décrochement précité, empêchent d'y voir une forme tectonique non remaniée de type « graben ». Il faut alors admettre que les versants ont reculé, de part et d'autre de l'accident, plus ou moins parallèlement à eux-mêmes (1).

Il était donc important de savoir quand, au Tertiaire, s'est constituée la dépression, et de connaître la flore des lignites. Les analyses permettent de les rapporter au Miocène (2). *A Francelos,* le gisement se situe dans le bas du versant raccordant le Mte Morzoz au talweg du rio *Barcès.* La fig. 27 donne le schéma d'une coupe visible en 1959, où le lignite, subhorizontal et recouvert de 6 m environ d'argile kaolinique a été ensuite fossilisé par les dépôts de versant (colluvionnement terreux avec des graviers quartzeux). *A Meirama,* les coupes sont plus importantes, se complétant les unes les autres. Celles qui sont le plus au Nord se situent à 500 m du pied du versant du Xalo. Elles fournissent une vue sur le matériel de recouvrement des lignites. Une autre permet l'observation des lignites eux-mêmes. On les voit en alternance avec de minces lits d'argile, en stratigraphie régulière, à disposition subhorizontale *(fig. 27).* Ils forment des bancs assez minces, où ne s'observent ni macro-restes végétaux reconnaissables, ni empreintes. Il s'agit plutôt d'une argile très riche en matière organique. On peut penser qu'ils se sont constitués sur place; outre leur horizontalité, le fait que les pollens ne semblent pas avoir subi de transport, la grande quantité de « potamo » suggérant la présence d'eau sur 0,50 à 1 m d'épaisseur, renforcent cette hypothèse (3).

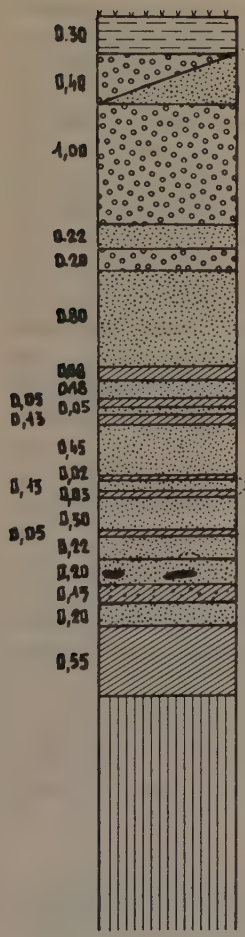
La dépression était donc en partie réalisée lors de leur formation. Or leur âge est assez ancien, ainsi qu'il ressort d'une analyse morphologique de M^me^ Van Campo (4) et d'un diagramme établi par J. Médus (qu'il a confronté avec celui des lignites de Puentes de Garcia-Rodriguez) (5). La base des lignites visibles de Meirama correspond assez bien à la base du niveau β de Puentes (Tortonien).

Du point de vue paléobotanique, Meirama présente beaucoup d'intérêt et mérite qu'on s'y arrête un instant. J. Médus a relevé l'abondance de *Tricolpollenites liblarensis* (ssp. Thoms et Pflug), pollen « allochtone » d'herbacée qui traduit une certaine sécheresse. Dans le même sens, il a observé l'existence en assez grand nombre de pollens d'Aquifoliacées, du type *Ilex,* parmi lesquels surtout *Ilex canariensis* (décidément la flore « canarienne » a pris pied en Galice, y compris sous son aspect sec éventuellement). *Engelhardtia,* représenté ici seulement par la forme *Chrisolepsis,* aurait une signification assez voisine. Celui-ci existe seul en Europe moyenne à partir du Mio-pliocène. Ici, il traduirait seulement un apauvrissement du genre, lié à un site mieux drainé, avec fortes pentes. Sa position vis-à-vis de Puentes est de ce fait rendue difficile. Mais on peut fonder l'analogie avec le début de β (β 16-21), sur la fréquence des éléments anciens (Sapotacées, *Symplocos* ...). Mieux que Puentes, en tout cas, il montre l'existence d'une phase climatique de sécheresse relative au Tortonien, succédant à la période plus humide révélée par la base de Puentes. A ce dernier endroit la variation climatique était « plus assourdie » (J. Médus), peut-être à cause de l'altitude (étage plus nuageux comme aux Canaries ?).

Sur le plan de la tectonique, on est amené à conclure que le rejeu de l'accident a dû être antérieur aux lignites et se placer entre l'Aquitanien et le Tortonien. Un climat « kaolinisant » correspondant aux lignites supérieurs est attesté par la nature des argiles intercalées. Il explique alors fort bien l'important recul des versants nés de l'accident tectonique et du sou-

(1) P. Birot (56), p. 155.
(2) J. Médus (321).
(3) D'après une analyse effectuée par M^me^ Van Campo (indications *in litteris*).
(4) Comparaison avec le lignites de la Ruhr. A Francelos la flore correspondrait au début du Miocène; les sédiments de Meirama sont à peine plus récents.
(5) J. Médus (321), p. 63.

MEIRAMA

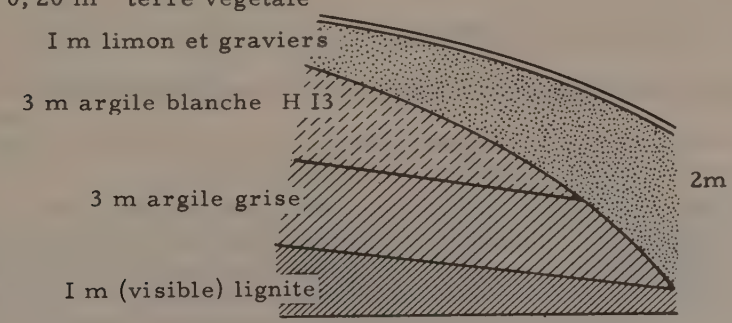


Terre végétale actuelle
argiles et sables imbriqués
(passages latéraux)
sable
argile blanche
sable
argile bariolée (brun clair et gris)
lignite
L argile plastique (gris beige)
argile beige
argile brun rouge à éléments organiques
L argile " " " " "
argile " " " " "
L argile grise plastique
argile avec lignite en poches
argile ligniteuse
argile beige
lignite
argiles et lignites sur 35 m ?

o 60-29 arène mal triée
N.U. 90% C.A. 10%.
▲ H 16 kaolinite 80% illite 20%
▲ H 17 kaolinite 100%
■ 6
■ 5
■ 4 (stérile)
■ 3
■ 2
■ I

prélèvements
o sable granulo morph
▲ argiles pour rayons X
■ lignite ou argile (pollen analyse)

FRANCELOS



H I3 kaolinite 80%
montmorillonite 20%
illite traces

Fig. 27. — Meirama

lèvement. Il est curieux dans ces conditions que les mouvements ultérieurs enregistrés à Puentes de Garcia-Rodriguez et Cantallaraña n'aient pas perturbé ici la disposition des lignites. Il faut admettre que l'ensemble horst-bassin fut relevé « en bloc », sans rejeu isolé des accidents générateurs de la vallée de fracture.

La partie supérieure des coupes de Meirama donne en outre un aperçu sur les phénomènes quaternaires intéressant ce secteur. Les lignites sont surmontés de 1 à 2 m de matériel meuble dans lequel l'argile kaolinique (80 % de kaolinite) forme encore des lentilles. Une arène assez grossière alterne avec de l'argile, des cailloutis quartzeux se mélangeant ou se superposant au sable (1). Aux sédiments de la décomposition chimique tertiaire succèdent par conséquent des dépôts résiduels de la désagrégation du granite, apportée par ruissellement. On dispose ainsi de l'équivalent des cônes torrentiels de la Corogne (Villafranchien récent ou Gunz) avec un faciès différent, lié à la présence de granite grossier dans l'environnement. Toutefois, la faiblesse de l'accumulation surprend, eu égard l'importance des reliefs encadrants. Le granite aurait-il bien résisté aux climats du Quaternaire ?

Ceux-ci inscrivent leur marque dans l'une des coupes de Meirama. Sur l'arène, un sol fossile fut réalisé, sans doute à la fin d'une première accumulation de produits de désagrégation, vers la terminaison d'un pluvial, peut-être. Un nouvel apport d'arène (0,40 m d'épaisseur) l'a raviné en poches, avant de subir un lessivage et une rubéfaction prononcée. On songe pour ces deux derniers phénomènes à un interpluvial relativement chaud (Mindel-Riss ou Riss-Würm). Enfin l'ensemble des dépôts est fossilisé par un colluvionnement limoneux, würmien probablement, avec développement du sol actuel foncé (2). *(Cf. fig. 27 bis).*

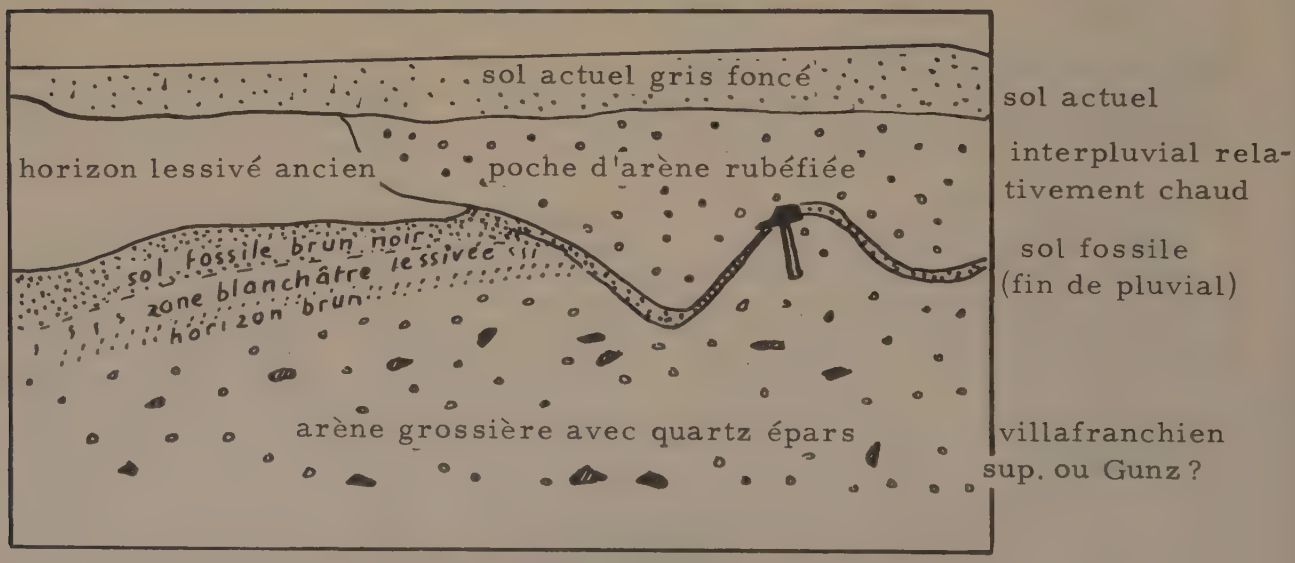


Fig. 27 bis. — Sédiments quaternaires de Meirama (dessin d'après photo)

Tout ceci s'inscrit sur 1,20 m de hauteur de coupe : preuve de la relative inefficacité morphogénétique du Quaternaire, une fois passé l'épisode torrentiel.

L'intérêt de ces coupes nous amène enfin à nous demander ce qui nous a valu la chance de leur conservation. La position à proximité du seuil de partage des eaux entre Barcès et Allones intervient très certainement. S'y ajoute un verrouillage à l'aval de Francelos, par un seuil que le Barcès traverse en gorges entre des versants rectilignes de 180 m de hauteur. Comme les roches y sont uniquement schisteuses, on s'interroge sur l'origine de ce rétrécisse-

(1) Les pavages de quartz, à peine usés, forment localement deux niveaux séparés par de l'arène granitique.
(2) Nous devons à R. Raynal cette interprétation, suscitée par l'examen de terrain lors d'une course commune.

ment resté brutal. Aucune explication ne nous paraît actuellement satisfaisante. De son côté l'Allones semble lui aussi aujourd'hui assez peu capable d'érosion. Son cours s'imprime dans la partie terminale de glacis convergent des deux grands versants vers son talweg, par une entaille d'une vingtaine de mètres. Son lit actuel n'occupe qu'une partie de cette zone emboîtée, et des « glacis-terrasses » réduits assurent le raccord.

Quoiqu'il en soit, nous avons, par le relais que constituent les dépôts de Meirama-Francelos, la preuve que notre cheminement le long du bombement fracturé qui s'étire des sources du Mero à celles de l'Allones ne nous a pas fait quitter les niveaux d'érosion éogènes. La preuve aussi que les déformations tectoniques principales sont marquées dès avant le Tortonien jusqu'à l'Ouest du méridien de la Corogne.

Résumons-nous. En tentant de suivre pas à pas l'extension des plateaux d'érosion, nous avons pu, soit dans le domaine où ils se développent sur les schistes d'Ordenès, soit dans celui où ils viennent tomber en se fragmentant sur le pays des Mariñas, avoir la preuve que leur identification comme éléments des pédiplaines éo-oligocènes n'était pas abusive. A Boimorto, des lignites inframiocènes basculés ont été retrouvés tant sur le niveau de 500 m que sur celui de 400 m. Près de la Corogne, à San Andrès de Meirama et à Francelos, c'est dans une dépression d'origine tectonique que d'autres lignites, probablement tortoniens, ont été conservés.

Nés au pied de Sierras massives où subsistent les traces dégradées d'une pénéplanation plus ancienne, les surfaces d'érosion éogènes prennent vers l'Ouest des aspects variés. Dégradées par l'ouverture d'alvéoles dans les secteurs schisteux, elles y donnent des topographies de collines et de longs versants, résultat de leur altération et des retouches quaternaires. Dans l'arrière-pays des Mariñas, elles forment les sommets des horsts granitiques plus ou moins basculés, issus de la fragmentation de cette zone charnière. Dès lors des dômes en accidentent les profils, qui restent lourds et peu disséqués.

Les dépôts ligniteux nous montrent que dans cette région, la tectonique s'est manifestée au Miocène, favorisant par d'amples ondulations la genèse des alvéoles, ou par des cassures plus brutales, l'ouverture de dépressions dont les versants purent reculer parallèlement à eux-mêmes. Mais la région du Tambre supérieur et le secteur d'Ordenès ne permettent pas d'établir des mouvements tardifs. Par contre, il peut être prouvé que l'épisode torrentiel du Quaternaire ancien ne les a pas épargnés. Les alvéoles, regradés, sont façonnés en longs « versants-glacis » supportant, soit vers leur racine, soit à leur base, des dépôts caractéristiques d'un écoulement épisodique. On constate de même, à Meirama, l'arrivée de produits de désagrégation sans doute contemporaine des glacis. Les endroits qui ne connurent pas ce décapage ont encore conservé leurs altérites tertiaires, ainsi que le prouvent les analyses d'argile résiduelle.

Ce qui, dans la morphologie, peut être rapporté au Quaternaire moyen ou récent est modeste. Une entaille des versants-glacis sur une quinzaine de mètres doit être la principale des ultimes manifestations de l'érosion fluviatile. Elle fut suivie par un colluvionnement assez réduit mais qui fut suffisant pour que l'hydrographie frappée d'impuissance ne puisse en assurer toute l'évacuation. Des « glacis-terrasses » (würmiens probablement) reflètent la dernière retouche des pentes au Quaternaire. Les vallées sont en conséquence aujourd'hui démesurées pour les rios qui s'y traînent.

Ces traits se retrouvent-ils plus à l'Ouest, dans un contexte lithologique plus varié ?

C. — LES HAUTES CUVETTES DE L'OUEST

En avançant toujours plus vers l'Ouest, nous pénétrons sur des hautes terres aux ondulations molles; de tous côtés, ce ne sont que mornes horizons de lande, paysages fuyants et sans caractère. Les traits majeurs du relief sont en fait le résultat d'une fracturation des surfaces

d'érosion éogènes, gauchies entre les cassures majeures, en cuvettes égrenées vers l'W-SW. Ce changement de direction traduit une modification essentielle pour l'avant-pays et nous y reviendrons.

Le lecteur serait certes dérouté si nous ne fournissions pas quelques fils conducteurs, au risque de devoir nous répéter. En l'absence de dépôts corrélatifs du type de ceux qui nous ont été si utiles auparavant, l'âge attribué aux surfaces de plateaux ne découle que des analogies avec les plateaux orientaux. Dans l'analyse détaillée, nous devrons en discuter, bien sûr, car les altitudes proviennent ici du soulèvement localement plus marqué, là de la lithologie. D'une façon générale, les problèmes de datation concernent les reliefs de plus de 500 m; car les plateaux se tiennent vers 400-450 m le plus fréquemment. Pour nous, ces derniers représentent la surface fondamentale; elle a pu être relevée à 450-520 m sur le pourtour des cuvettes, ceci d'ailleurs de manière plus ou moins continue selon la complexité des accidents bordiers. En d'autres lieux elle est abaissée à 350-320 m, dans les endroits les plus déprimés et les plus dégradés.

Les accidents limitrophes, le plus souvent nés lors de l'orogénèse hercynienne, sont liés à un rejeu tertiaire, apparemment en plusieurs fois. De là l'existence sur leurs bords d'éléments de paliers, que nous considérons comme les équivalents de l'épicycle miocène (250-300 m) rencontré tout autour des Mariñas.

L'évolution ultérieure, elle aussi, est moins aisément perceptible, car perchés et encore peu affectés par l'érosion régressive, les plateaux n'ont guère dû être retouchés par la phase torrentielle quaternaire (faiblesse des pentes). Pour les mêmes raisons, on rencontrera peu de traits d'érosion différentielle.

Ainsi, nous pouvons aborder l'analyse détaillée des formes du relief de ce secteur, avertis que rien de particulièrement décisif n'y sera acquis, et que la répétition de formes plus ou moins similaires nous sera offerte. Mais encore est-il juste de dire que les cuvettes et alvéoles rencontrés acquièrent ici une netteté toute particulière, et par là même, méritent examen.

Une première unité topographique s'amorce dès le Mte Cedeira au-delà d'une coupure partielle, que l'on suspecte tectonique, empruntée par les rios de Silva et Paradela. Elle se termine du côté de l'Ouest sur un accident Nord-Sud complexe, qui s'avèrera fondamental dans la morphologie de la Galice occidentale. Il ne sera question ici que du tronçon de cette fracture compris entre Carballo et Bembibre, l'étude d'ensemble en sera envisagée ultérieurement.

Le second ensemble morphologique, plus vaste (450 km²), a reçu à juste titre la dénomination de « Cuenca de Jallas ». Il s'agit en effet de la partie supérieure du bassin hydrographique de ce fleuve, remarquable convergence d'artères rassemblées par le relèvement des bordures. Deux autres bassins s'y greffent ou s'y soudent. Plus petits, ils correspondent eux aussi à des unités hydrographiques : alvéole du rio Chaves, et celui du rio de Corzan.

Dans tous les cas l'uniformité des paysages surprend si l'on considère la lithologie. Roches métamorphiques variées, granites et intrusions, juxtaposés, paraissaient devoir favoriser le développement d'une topographie d'érosion différentielle. Or, peu de reliefs en sont le reflet. Ce sont donc bien les aplanissements qui se poursuivent ainsi vers l'Ouest *(cf. carte géol., fig. 28)*.

1) Les plateaux à l'Est de l'accident méridien

La surface principale de 500 m dont on a vu l'extension dans le bloc du Mte Cedeira, s'y individualise assez mal. — Les altitudes de 480-530 m s'y rencontrent, mais sur des croupes à bords fuyants, passant insensiblement à des cotes plus basses. En outre, le contexte géologique a changé en partie. — Elle se développe cette fois en roches basiques (gabbros) sur d'assez vastes étendues. Aussi hésitons-nous souvent à désigner de façon précise les extensions de reliefs dérivés d'aplanissements. A la vérité, le niveau sommital se décompose en bosses lourdes sem-

LÉGENDE DES ESQUISSES GÉOLOGIQUES

CARTES n° 11, 28, 39, 47, 52, 59, 68.

1) TERTIAIRE & QUATERNAIRE

- sédiments néogènes et quaternaires
- marnes aquitaniennes

2) ECTINITES PROPRES AU N.W. DE LA GALICE

- schistes d'Ortigueira
- gneiss à grenats
- gneiss mylonitisés
- charnockites à amphibole, grenat, hypersthène
- éclogites

3) ROCHES A ELEMENTS BASIQUES DE L'W. DE LA GALICE

- amphibolites
- pyroxénites, serpentinites
- gabbros, norites
- a) gneiss alcalins fins
  b) gneiss alcalins grossiers
- gneiss & granites hyperalcalins amphibolitiques, à riebeckite, ferrohastingite
- schistes & gneiss (migmatites)
- intrusions basiques

4) ECTINITES & MIGMATITES DE L'W. DE LA GALICE

- schistes de Bergondo & d'Ordenes (embréchites ?)
- a) schistes sériciteux
  b) schistes sériciteux à passées grèseuses
- schistes métamorphiques
- schistes & gneiss migmatitiques
- gneiss oeillés (et glandulaires) à biotite, parfois amphibolitiques
- granites gneissiques (2 micas, à orthose) = anatexites

5) GRANITES SYNTECTONIQUES

- granite à 2 micas, orienté
- granite non orienté (à 2 micas, grain moyen, homogène)
- a) granite à grain fin - b) aplite

6) GRANITES INTRUSIFS ET DIORITES

- granite de la Corogne a) grossier, hétérogène b) homogène, grain moyen
- granite type Pindo, et Traba (à biotite) riche en quartz
- granite à biotite (Caldas, Porriño)
- cornéenne
- granodiorites, granites trondhjémitiques

7) TERRAINS CAMBRO-SILURIENS (GALICE ORIENTALE)

- ollo de sapo (conglomérat infra-cambrien ?)
- schistes argileux, sériciteux, ardoisiers...
- schistes gréseux
- a) calcaires
  b) quartzites
- grès

- failles — fractures probables
- filons de quartz — pendages
- plongement des couches
- Limites d'affleurement: sûres / probables

Esquisses établies d'après les cartes d'I. PARGA PONDAL, J.M. LOPEZ de AZCONA, NAVARRO, E. DEN TEX, IRSINGER, BALLI, VON RAUMER, et observations personnelles.

Echelle

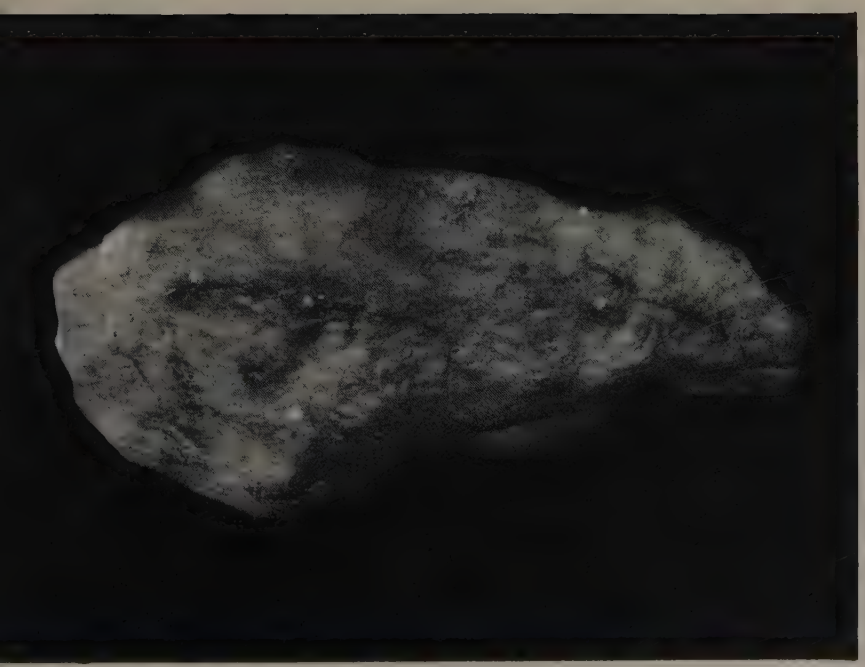
0 2 4 6 8 10 Km

Fig. 28

MALPICA
PL. BALDAYO
CAYON
RAZO
CORME
RIA DE CORME ET DE LAGE
PUENTE-CESO
R. ALLONES
CARBALLO
PL. DE TRABA
LAGE
M. CEDEIRA
C. VILANO
M. BORNEIRO
R. GRANDE
M. CAMPELO
LAGUNA DE ALCAYAN
RIA DE CAMARIÑAS
VIMIANZO
BRAÑA DE LAXE
M. REY XAN
MUGIA
ZAS
PICO DE MEDA
M. DE STO BARBARA
COIDO DE CUÑO
R. JALLAS
R. CASTRO
M. PEDRAS RUBIAS
R. LIRES
CEE
BRAÑA DE BARBEIRA
M. STA MARIÑA
PORTOMOURO
R. TAMBRE
M. ESPIÑEIRA
M. ARO
RIA DE CORCUBION
RIA DE EZARO
M. PINDO
M. DE CASTELO
M. ALBARISA
R. DE DOÑAS
NEGREIRA
SANTIAGO
C. FINISTERRE

Surface éogène fondamentale
aux environs de Mellid
(kilomètre 557,5, route entre Mellid et Lugo).
Au fond,
la masse lourde et usée de la Sierra del Careon.

Lagune d'Alcayan et *Braña Rubia*,
surface dégradée en alvéole à partir de l'aplanissement éogène.
Au fond, le *Monte Campelo*.



Outil préhistorique, façonné dans le quartz, et patiné, susceptible d'être rapporté au Paléolithique inférieur (Braña Rubia).

blant disposées en arc de cercle, depuis la vallée de fracture (probable) de Silva, en direction du SW, puis du SE et du S (1).

Du côté de l'Est, il en part un éventail de rios dont la convergence se fait très loin, vers San Juan de Cabaleiros ou vers Villagudin, où ils rejoignent le rio Lenguelle. Il en résulte des interfluves longs de 8 à 12 km, quoique les vallées ne soient distantes que de 1 km à 2 km les unes des autres. En outre, elles ont à traverser successivement des gabbros et des granites avant d'atteindre les schistes d'Ordenès, sans que leur aspect se modifie selon les roches. Jusque vers Cabaleiros, les altitudes des interfluves se tiennent vers 400 m pour s'abaisser dans les zones de confluence et vers Ordenès. Si parfois une pente sensible (7-8°) les raccorde aux croupes sommitales, le plus souvent le passage de celles-ci aux interfluves est progressif. Il n'en va pas de même du côté de l'Ouest, où des épaulements, également vers 420-380 m et larges de 1-2 km, s'individualisent nettement au pied d'un talus sinueux (2). Cette dénivellation ne doit rien à la lithologie puisque de ce côté les gabbros s'étendent uniformément.

Le problème de l'existence de deux niveaux distincts se pose ici dans des conditions rendues difficiles, dans une telle topographie de croupes et d'échines : 1) ou bien les buttes culminantes correspondent au même niveau d'aplanissement que celui de 500 m repéré sur les flancs du Mte Cedeira, et se trouvent réduites par le développement d'un niveau inférieur (aquitanien) davantage étendu... 2) ou bien elles sont, elles aussi, des éléments résiduels, au même titre que les chicots culminants du Cedeira (590-550 m), mais surbaissés dans les gabbros et peut-être dénivelés. De toute façon, l'arc de cercle que dessinent ces dos de terrain est le rebord relevé vers l'Ouest du vaste « bassin » d'Ordenès. La médiocrité des talus orientaux, la convergence de l'hydrographie qui fait fi de la lithologie, soulignent essentiellement ce fait. Ainsi se trouve réalisée une sorte de « fermeture » vers l'Ouest du domaine des alvéoles d'Ordenès et du Tambre supérieur.

Nous retiendrons aussi l'éventualité de deux éléments de niveaux emboîtés l'un dans l'autre. Les caractères sont surtout nets du côté de l'Ouest, en bordure de l'accident méridien. Il n'y a pas lieu d'être surpris; de tels épaulements ont déjà été constatés ailleurs, sur le bord de l'aplanissement fondamental éogène. Leur présence ici se justifie fort bien, si l'accident Nord-Sud est lui-même relativement ancien, ce que nous pourrons prouver.

A côté de ces traits majeurs du relief, il nous faut signaler d'autres aspects topographiques de détail, dont la répétition est fréquente, et le deviendra plus encore à l'Ouest. Il s'agit de multiples zones en creux à *fonds tourbeux* appelées « **Brañas** ». Dans presque tous ces cas, elles débutent par des versants concaves passant très vite à des pentes faibles ou nulles. Lorsqu'elles se forment près d'un relief marqué, les pentes de 8-10° forment l'essentiel de la dénivellation; ensuite des plans inclinés de 4 puis 2° conduisent aux fonds évasés. Les fonds sont partiellement occupés par des sédiments meubles, assez peu épais, qui présentent presque toujours la même stratification. Sur la roche en place profondément pourrie et transformée en une argile ocre brun ou gris verdâtre, on note un apport d'argile plastique, puis au-dessus des dépôts plus grossiers, hétérogènes, où se mêlent fragments de roche non usés et sédiments argileux ou limoneux. Assez rarement, les débris grossiers atteignent la taille de blocs (3). Le plus souvent, il s'agit de fragments inférieurs à 15 cm où dominent les quartz, mêlés à un « eluvium » sablo-argileux. Dans la Braña de Brandoñas (concession de la société Mte Catini) la coupe-type comporte en outre un horizon à texture tourbeuse à la base, et un sol hygrotourbeux actuel de près d'un mètre au sommet.

Anticipons sur notre étude de la « Cuenca de Jallas » pour dire que sur les gabbros et amphibolites, d'autres brañas présentent des dispositions voisines. Dans la lagune d'Alcayan ou Braña Rubia, une argile plastique bleutée a fourni quelques dents d'Equus; un outillage paléolithique y a été aussi découvert *(cf. photo 58/6/3+4, planche V)*, ce qui permet d'aborder la

(1) Les sommets sont cotés 473 m à Aldemunde; vers le SW, ils atteignent 493 m au Cerro del Seixo; au SE, le Forca culmine à 530 m et le Berdeiras à 507 m. La Facha, au Sud, dépasse aussi 500 m (509 m).

(2) La pente moyenne est de 10°. Les plus beaux épaulements se situent à l'E d'Entrecruces, vers Angeriz, au N d'Arabejo et au SE d'Erviñou.

(3) Ainsi, dans la Braña de San Saturnino, ce sont des quartz rongés, et des boules de gabbros fragmentées.

question de l'âge de ces apports (1). Nous avions tenté de l'aborder à l'aide de l'analyse des argiles et des pollens, mais les résultats ont été décevants. Dans la Braña Rubia, le niveau le plus profond (1,60-1,10 m en dessous de la surface) a fourni de trop rares pollens. Il ne peut être question de ce fait d'apporter une datation sûre par leur intermédiaire. Toutefois Mme Van Campo a reconnu parmi eux : (en grains de pollens)

Sondage 3 T :	*Pinus* et ballonnets	3
Profondeur 1,60 m	*Quercus*	2
(24 pollens sur 2 lames)	*Ulmus*	1
	Tilia (*cordata* ?)	1
	Calluna	2
	Gramineae	6
	Chenopodiaceae	7
Sondage 3 T :	*Pinus* et ballonnets	1
Profondeur 1,10 m	*Quercus*	3
	Tilia (*cordata* ?)	1
(16 pollens pour 3 lames)	*Betula*	1
	Corylus	1
	Plantago ?	1
	Ericaceae	1

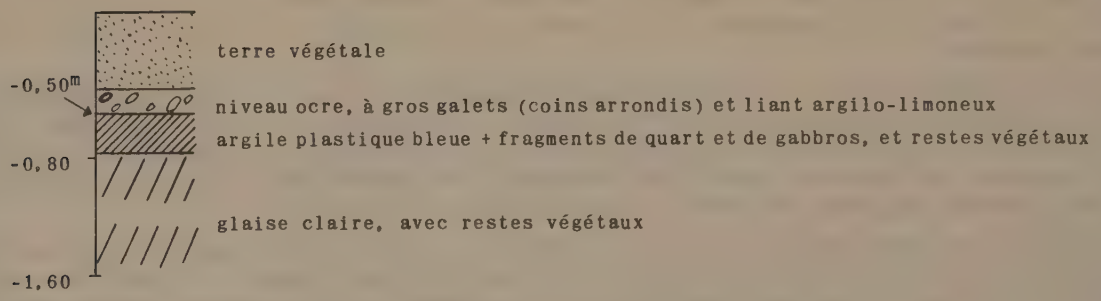


Fig. 29. — Sédiments de la Braña Rubia.

La présence du tilleul et d'une chênaie montre seulement qu'il ne s'agit pas d'un sédiment postglaciaire; l'absence des espèces caractéristiques de l'Interglaciaire Mindel-Riss en Europe occidentale ou d'autres plus anciennes amène à envisager une datation au sein de Quaternaire récent. Le paysage n'est pas celui d'une forêt dense, ni celui d'une période très froide. Il nous paraît ici vraisemblable de considérer, sous toute réserve, les apports d'argile comme antérieurs à l'ensemble de la glaciation würmienne.

L'outillage préhistorique que nous avons trouvé a été ramassé en surface dans une exploitation *(cf. photo, planche V)*. Il peut être rapporté à l'Acheuléen ancien selon M. P. Wernert (2) mais a fort bien pu provenir d'un niveau stratigraphique plus profond remanié lors de la période d'arrivée des argiles. Quant aux argiles, elles comportent essentiellement de la montmorillonite et des interstratifiés (type montmorillonite-chlorite = 80-90 %, la kaolinite n'est présente que pour 10-20 %). Cette composition n'a rien de surprenant, compte tenu de la nature de la roche-mère voisine (gabbros-amphibolites) et des conditions climatiques actuelles; la petite fraction

(1) Les dents d'*Equus* n'ont malheureusement pas pu fournir d'indications précises du point de vue chronologique. Il est seulement certain qu'il ne s'agit pas d'une espèce très ancienne, selon D. Emiliano de Aguirre (explications verbales).

(2) M. P. Wernert (Ecole de Géologie de Strasbourg) recommande cependant une interprétation prudente, car les quartz fournissent des outils dont l'analyse est toujours délicate.

de kaolinite est sans doute héritée de l'altération tertiaire. Nous en avons eu la preuve lorsque, ayant prélevé un horizon d'altération *in situ* des gabbros pour une analyse comparative, l'examen a montré qu'il y subsistait une proportion anormalement élevée de ce minéral (1).

De toute façon, nous voulons souligner l'importance des faciès fins dans ces « brañas ». Ils diffèrent nettement de celui des accumulations associées à l'élaboration des glacis ou versants-glacis. La cause n'en est probablement pas que lithologique. Certes, les roches basiques, microcristallines et souvent massives, fournissent surtout des éléments fins sous l'action de la météorisation; mais à notre sens, les sédiments des « brañas » représentent surtout une accumulation de colluvionnement lent. Du point de vue économique, les dépôts ne sont pas sans intérêt; la topographie, résultat d'une lente dégradation, a joué le rôle de piège où s'est réalisée une certaine concentration en minéraux rares : ilménite, rutile, titane ... conservée parce que le rajeunissement du relief n'a pas encore atteint ces plateaux. Une exploitation, souvent rudimentaire, en est faite sauf en deux endroits où des moyens plus puissants ont été mis en œuvre. C'est à elle que nous devons les coupes que nous venons d'analyser.

2) La « Cuenca de Jallas »

(*v. carte hors-texte n° 3 et profils fig.* 30)

Cette vaste « Cuenca » est nettement séparée par l'accident méridien de la zone précédente, par rapport à laquelle elle se trouve dénivelée. La cassure affectant les roches basiques et les roches cristallines qui leur succèdent au Sud (2) a joué en effet probablement dans le sens vertical de façon inégale; mais guidées par elle, deux vallées de fracture, l'une vers le Nord (rio Grande), l'autre vers le Sud (rio Dubra), écartent progressivement vers l'aval les bordures de plateau, ce qui rend la dénivellation moins directement perceptible. On peut cependant l'évaluer en plusieurs endroits : d'abord au col, qui correspond à l'emplacement d'une faille SW-NE servant de relais entre deux tronçons de l'accident méridien. Là, le rebord oriental n'a que 40 m de valeur relative (épaulement d'Angeriz) tandis qu'il atteint 140 m du côté de l'Ouest. *Au long de l'accident, c'est généralement le niveau de 400 m qui domine la dépression à l'Est, tandis qu'à l'Ouest les reliefs restent supérieurs à 450 m, depuis le Mte Xan Rey (458 m) jusqu'au Mte Boiro (527 m). Or la lithologie n'intervient pas.*

On peut alors s'interroger sur cette absence du niveau de 400 m sur le rebord occidental pendant 7 km. Cela doit être examiné sans doute en fonction des rejeux de la fracture. La faille en elle-même est ancienne puisqu'elle affecte les roches du socle : les amphibolites sont légèrement décrochées vers Rial, de même que les schistes et gneiss de Bembibre. Juste au Sud de ceux-ci, la faille juxtapose des schistes gneissiques et le granite gneissique de Lage (3). Un rejeu tertiaire est rendu évident par la dissymétrie constatée. Cette dernière s'expliquerait si l'on admet deux réactivations de la fracture. Dans un premier temps, pré-aquitanien, le bloc oriental est soulevé dans son ensemble tandis que le bloc occidental ne l'est que dans la partie située au N de Mte Xan Rey. Un niveau d'érosion (aquitanien ?) se développe alors au détriment des reliefs ainsi créés. Le soulèvement dont dérivent les altitudes actuelles correspondrait à une seconde période de fonctionnement de la fracture. Le bloc occidental, entre les Mtes Castelo et Boiro, fut alors porté plus haut que la masse orientale. Cette période a d'ailleurs pu être longue et de durée inégale selon les lieux. Au N d'Entrecruces, là où les niveaux de 400 m se retrouvent

(1) 70 % de kaolinite, pour 30 % de minéraux mal cristallisés où voisinent des illites, des vermiculites et des interstratifiés (10-14 Å).

(2) Cartes géologiques numéros 44 et 69, notice (335).

(3) Carte géologique numéro 69.

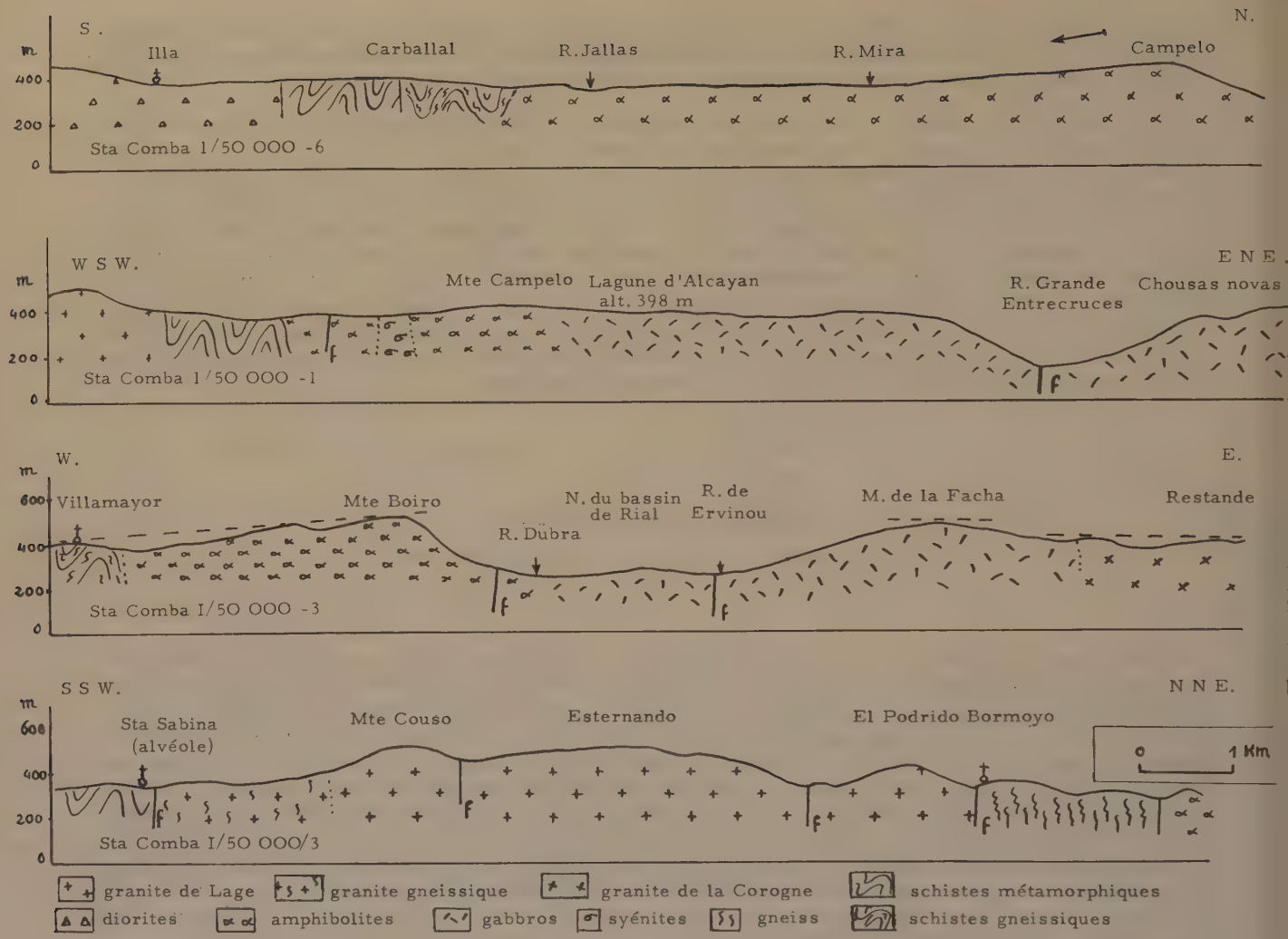


Fig. 30

de part et d'autre de la fracture, la vallée du rio Grande a un fond plane (1) de plus d'un kilomètre de large. En outre, les versants n'ont plus qu'une pente moyenne de 7° et acquièrent un profil concave. Dans les environs du col par contre, là où les altitudes sont les plus fortes du côté de l'Ouest, les flancs des vallées de fracture sont convexes, et les pentes moyennes avoisinent 18-20°. Là se placerait le secteur le plus fortement soulevé jusqu'au moment le plus tardif du mouvement épeirogénique.

Quoiqu'il en soit de cette ligne de faîte, entre chacun de ces sommets nait un ruisseau, issu péniblement d'une « braña ». Leur conjonction va former le système hydrographique qui à partir de Castriz constitue le rio Jallas. Un plan incliné vers l'Ouest nous conduit en 3 km aux altitudes de 400 m. Le rio de Mira, « drainant » l'ensemble des « Brañas » d'Alcayan, soit la presque totalité du niveau de 380-400 m signalé de l'W d'Entrecruces, y rejoint le bassin principal. Désormais toutes les pentes convergent vers le fleuve.

(1) Nous y avons relevé l'existence de plusieurs exploitations d'argile kaolinique; faute de coupes profondes, il ne peut être précisé s'il s'agit de matériel sédimentaire ou de kaolin hydrothermal. Les deux explications seraient ici tout aussi plausibles. Nous pensons toutefois que, comme plus au Sud (Sisalde, Budiño), l'argile s'y est accumulée lors des climats « kaolinisants » du Miocène, sous lesquels s'est réalisé un tel recul des versants.

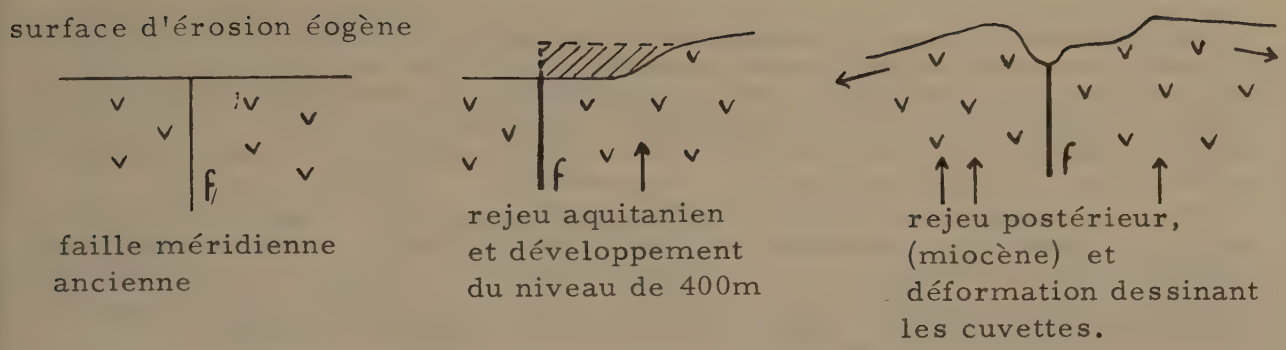


Fig. 31

De même que s'est individualisé un bourrelet oriental de la « Cuenca », de même il existe au Nord des reliefs bordiers. Leur disposition en est plus complexe, car cette fois il n'y a pas qu'un seul accident tectonique à leur origine. Une révision de la carte géologique n° 69 au 1/50 000, a permis à M. Balli (1) d'établir avec certitude la présence de trois fractures parallèles, WNW-ESE, décalées les unes par rapport aux autres vers le SW. Ces fractures sont accompagnées de décrochements dans les affleurements de roches basiques gneissiques ou granitiques. Comme certains tronçons de failles se situent au pied de reliefs qui limitent les plateaux d'érosion, nous sommes en droit de supposer leur rejeu, au moins sur une partie de leur tracé.

A la plus septentrionale, jalonnée par Outeiro, Serrapio et Arijon, correspond le rebord Nord de la lagune d'Alcayan. La seconde passant par Bormoyo, Brenlla, pour se terminer à Curras de Abajo, suit un talus bien net en arrière de Couso. La troisième, tracée de Cuns à la Cuesta de Vilar, limite au Nord les Mtes de Los Picotos et interrompt le développement du Mte Santa Barbara. Une quatrième fracture plus courte et de direction NW-SE sépare le Mte Couso de ce dernier relief. *Le résultat est un tracé en échelon du front des plateaux au-dessus du pays de « Bergantiños ».*

Mais la lithologie contribue à donner certaines modalités de détail de ce tracé, comme elle intervient dans la topographie des plateaux. Les sommets les plus élevés correspondent à des affleurements granitiques. Le Mte Couso (538 m) et les Mtes Santa Barbara (509 m) sont faits de granite homogène, non orienté, de deux micas. Leurs flancs ont un profil convexe surbaissé, au-dessus des serpentinites et amphibolites de la Braña de Laxe ou des schistes métamorphiques où coule le rio de Esternande. Ils dominent plus nettement encore (de 150 m) le rio de la Balsa à l'Ouest (mêmes schistes). La coïncidence des hauteurs avec le granite n'est cependant satisfaisante que dans la zone où celui-ci est pénétré de filons d'aplite et de quartz; et les rivières sont loin d'épouser fidèlement les contacts lithologiques. On constate de même que si l'alvéole de Santa Sabina au Sud du Mte Couso ne mord pas sur le granite homogène, elle n'en a pas pour autant des contours guidés par les différences de roches. Les Mtes de Los Picotos (490 m) quant à eux, sont constitués de granite gneissique à deux micas dominant à l'E les schistes du rio de la Balsa, et mis en valeur du côté de l'W par rapport à une bande de schistes migmatiques. Mais encore une fois, on observe qu'une part de l'alvéole de Sta Sabina et la vallée du rio Villarramiro (320 m) sont ouverts dans le même granite, dont est faite également la masse imposante du Pico de Meda plus à l'Ouest (500-560 m).

La preuve que la tectonique reste l'élément majeur est de plus administrée par le fait qu'au N de la faille du Cuns les reliefs s'interrompent ou s'abaissent notablement, alors que les mêmes affleurements se poursuivent sans être aussi bien individualisés dans la topographie. C'est encore à une fracture qu'est dû le rebord occidental du Pico de Méda, malgré la coïncidence de la dépression de Zas, à son pied, avec des gneiss à biotite. Son effet se traduit par un abrupt

(1) M. Balli (géologue, Université de Zurich) a bien voulu nous fournir oralement ces renseignements, et nous communiquer les minutes de ses levés au 1/50 000, établis dans le cadre d'une thèse de doctorat.

de 300 m de commandement, continu et rectiligne sur plus de 10 km (1). Nous considérons que cet accident, inscrit déjà dans le bâti ancien, fut ici réactivé au Tertiaire. La raideur encore sensible de l'abrupt de faille en est un indice. Elle atteint 18-20° en moyenne entre Sixto et Castro ou Caberte. En outre il serait curieux que là seulement la lithologie ait joué pour créer une telle dénivellation, alors que les mêmes roches se prolongent plus au N; il en va de même des failles rattachées au même système, qui restent sans incidence topographique comparable au N de Sixto.

De la structure ancienne du socle, il reste encore à signaler une certaine disposition plissée qui a pu se réfléter dans l'ordonnance du relief : le Pico de Meda est un dôme anticlinal de granite homogène tandis que la zone du rio Villarramiro et celle des schistes migmatitiques est un bassin synclinal. En fonction de ces pendages, il arrive que des sommets fassent figure de monoclinal, tel le relief portant l'Ermita de San Bartolomé (corniche vers l'Est).

Pourtant, la topographie garde une certaine homogénéité dans ce vaste ensemble de reliefs bordiers. On est frappé par la constance des altitudes de 500-550 m pour tous les éléments les plus élevés. Le seul qui ait conservé une étendue importante montre en outre une inclinaison générale vers le Sud, des 560 m du Pico de Méda proprement dit aux 503 m de l'Ermita San Bartolomé. Autour de cet ensemble, des épaulements ou des surfaces plus étendues ont le même aspect de niveau d'érosion compris entre 400-450 m; le N et le SW du massif du Pico de Méda, la butte de Moncos, l'ensemble des reliefs allant du Mte Couso au Mte Campelo près de la lagune d'Alcayan, en font partie. En sorte que la topographie actuelle dérive essentiellement d'aplanissements.

Faut-il alors considérer les reliefs de 500 m comme les éléments résiduels d'un aplanissement pré-éogène ? Ou ne représentent-ils pas plutôt ce qui reste de la surface fondamentale ?

De toute façon, à partir des fractures limitrophes, un basculement a accompagné la surélévation des surfaces d'érosion. Cela a entraîné un net encaissement des rivières sur le versant externe tandis que, vers la « Cuenca » du Jallas, l'hydrographie ne dispose plus que de pentes minimes (cf. le profil en long du rio Jallas, *planche hors-texte n° 9 B*). En conséquence, c'est seulement sur le rebord que la dégradation des aplanissements a pu mettre en valeur la lithologie. Elle l'a fait, sinon fidèlement, du moins dans ses grandes lignes. Les ondulations de la structure ancienne et surtout la juxtaposition, naturelle ou créée par les failles, d'affleurements variés, offrent des conditions favorables à la réalisation d'un relief appalachien dont le soulèvement tertiaire a permis l'esquisse.

Par contre cette diversité s'estompe dans *la « Cuenca » elle-même.* La topographie n'est plus qu'une coalescence de « brañas » et de cuvettes ou alvéoles de ce fleuve; regroupées vers Bazar, elles forment une première dépression dont le fond se situe vers 360-340 m. Son extension est surtout notable sur les gabbros et amphibolites, mais mord aussi sur des gneiss et des schistes du complexe ancien. On observe à l'aval, un certain resserrement dû en partie à la présence d'une intrusion de granodiorites au Sud, tandis que le granite homogène du Mte Couso rapproche du rio Jallas au Nord les altitudes de 500 m. Au long des 4 km de ce couloir, les versants s'accusent à partir des altitudes de 400-430 m sans toutefois être très raides (7°). D'ailleurs le passage est localisé dans les mêmes schistes migmatitiques que le bassin du Sta Sabina-Sta Comba auquel il conduit.

Le vaste alvéole ainsi atteint n'a plus désormais que 350 à 320 m sur les interfluves; le cours, fort sinueux, du rio Jallas et de son principal affluent le rio Abuin, s'imprime de 10 à 15 m dans cette conque à partir de Esmorode pour le Jallas, de Bafadoira pour l'Abuin. Encore les rios ne collent-ils pas actuellement à ce petit talus qui représente la seule regradation récente en rapport avec l'érosion linéaire. Chaque tête de vallon au contraire garde la physionomie des « brañas » en berceaux à peine creusées, conduisant à de véritables tourbières. Aux sources du rio Barbeira nous avons sondé 1,80 m de sédiments argilo-tourbeux (braña de Marco Cornado);

(1) Cartes topographique et géologique de Camariñas 1/50 000, n° 68; une fracture souvent double, et affectant deux bandes de schistes et de gneiss migmatitiques broyés en même temps que les granites, court du NNE au SSW sur le flanc du Pico de Meda sur plus de 12 km.

et dans la « braña » de Alite le même rio s'encaisse de 1 m dans la tourbe actuelle et subactuelle (1). Puis sur 20 km², entre Barbeira et Buen Jesus, entre Antes et Maroñas, l'indécision de l'hydrographie, les sinuosités et les marécages prennent leur maximum d'extension. Au Nord d'un rio Jallas dédoublé, cette zone se partage vers Brandoñas-Orbellido, et au Sud et à l'aval, s'augmente de l'alvéole où se traînent les rios Vacarreiro et Abelleira. Ces deux derniers secteurs ont pour substratum des gneiss à biotite (2). Mais en même temps que change la lithologie, on retrouve l'intervention de la tectonique, et cette région solidaire du pays de Vimianzo autant que du bassin de Jallas sera envisagée ultérieurement.

Si nous revenons à la partie principale de la « Cuenca » du Jallas, c'est pour examiner maintenant sa *bordure méridionale.*

L'on a pu mettre en évidence des bombements aux périphéries Est et Nord; il est aussi aisé de prouver un relèvement vers le Sud. La coupe *Outes 1, fig. 32,* en est une première preuve.

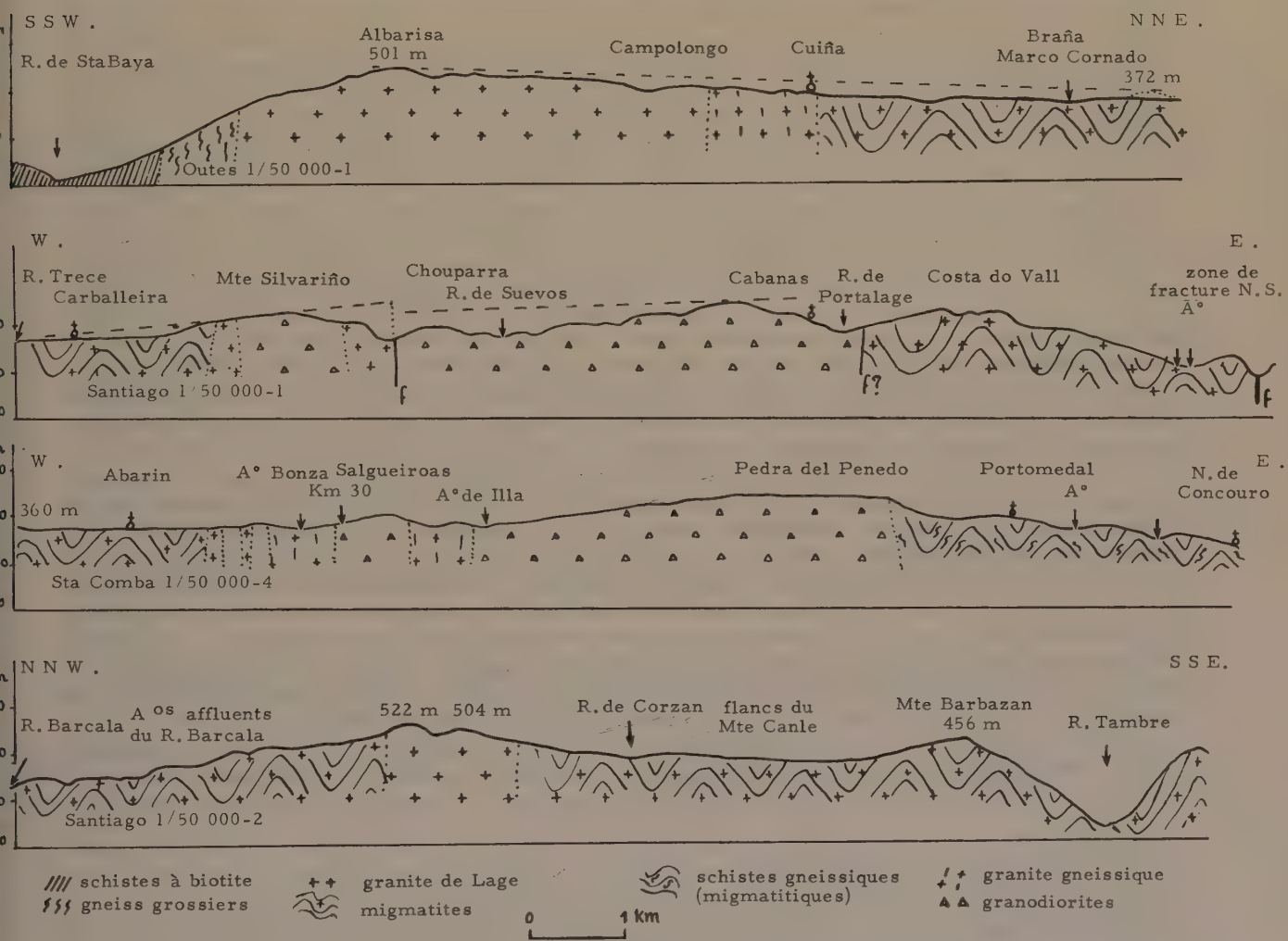


Fig. 32

(1) Là aussi la tourbe a 1,75 m d'épaisseur; à la base des sondages, nous avons rencontré un gravier assez fin de quartz représentant sans doute la dernière phase de ruissellement avant le colmatage récent.

(2) Leur texture est irrégulière, tantôt fine, tantôt grossière. La carte de I. Parga Pondal (**383**) corrige une erreur de désignation de ces roches sur la carte au 1/50 000 Camariñas.

Entre les rives du rio Sta Baya et le rio de Doñas en effet, le bloc limité par ces deux rios s'incline du SSW au NNE des Montes Albarisa et Castro à la Braña de Marco Cornado. Une pente moyenne de 1° (100 m pour 7 km) fait passer de 450 à 350 m très régulièrement malgré un substratum où se succèdent le granite de deux micas non orienté et homogène, le granite gneissique, et les gneiss et les schistes migmatitiques.

Des fractures limitent ce bloc, que soulignent les rios précités. Le rio de Doñas, rectiligne sur 9 km, suit une fracture ancienne avec décrochement d'un îlot de granite grenu, et une direction orthogonale aux diaclases (N 130 gr). Elle a dû rejouer au Tertiaire, puisque le compartiment occidental plonge vers le Nord, tandis que celui de l'Est reste à 470-500 m dans les gneiss et schistes migmatitiques (1). Des versants convexes de 10° puis 20°, parfois griffés de ravinements anciens, conduisent à un fond d'auge. Le Rego Bao de Nosiña, qui lui est parallèle, répond à une autre cassure (2). Le tronçon du rio Sta Baya à l'aval de Chacin suit pour sa part un troisième accident, NNW-SSE, doublé d'une donnée lithologique (affleurement d'une bande de gneiss et schistes du « complexe ancien ») (3).

La lithologie a également une part dans la mise en valeur de ce relief bordier. D'abord les roches du complexe ancien, plus tendres, permettent le net dégagement du granite homogène (4). Par ailleurs ce granite a à peine subi la morsure des têtes de sources du rio Maroñas, qui pénètre sur 1 km seulement dans cet affleurement, en engendrant un système de pentes encore fortes (14-18°). Rien d'étonnant dès lors que le sommet ait pu conserver une allure massive vers 500 m (Pedroso, Cruz d'Outeiro) au-dessus d'un niveau généralement porté à 440 m.

La bordure Sud-Est, comprise entre le rio de Doñas et la fracture médienne vers Rial est plus complexe. La zone relevée paraît plus ample, et renferme un autre alvéole, où se traîne le rio de Corzan, tributaire, cette fois, du rio Tambre. En outre, on y observe d'une façon assez continue la présence d'un niveau d'érosion à 500 m, tandis qu'entre ses éléments, ou de part et d'autre, s'est développé un niveau de 100 m inférieur. C'est ce dernier qui a fait les frais de la dégradation lente en brañas et bassins, tandis que les deux surfaces ont subi, au hasard de grandes cassures exploitées par les eaux courantes, les effets d'une forte érosion regressive.

Les plateaux de 500 m se localisent essentiellement à l'Est du rio de Doñas (orientation des sommets grossièrement méridienne), et entre celui-ci et le rio Barcala (Ouest-Est à hauteur de Broño). La masse à disposition méridienne est tronçonnée par une fort belle vallée de fracture longue de 7 km (5). A l'Ouest, une échine longue de 3 km (Vilar et Montes de Cabanamoura) tombe par une pente de 20° sur un niveau de col vers 430 m. A l'Est, réduite par une coupure perpendiculaire probablement tectonique, la masse de l'Alto de Cume (460-473 m) est plus trapue et plus lourde; le passage au même niveau de col est de ce fait plus progressif. Mais au delà, le relais est pris par l'ensemble Ouest-Est des Montes de Arades et Pena (520-485 m) où l'on passe sans répercussion sensible des gneiss et schistes migmatitiques au granite orienté homogène.

Une surface de 440-400 m occupe le reste de la topographie. Elle est surtout bien conservée sur les bords Sud et Est de l'alvéole annexe du rio de Corzan. La dégradation qu'elle a subie au cœur de ce bassin, sur 15 km² environ, l'a surbaissée d'une cinquantaine de mètres (très large fond à 370 m). Du côté du Nord, l'érosion regressive a réduit cette surface à l'état d'épaulement, comme entre Piaje et Fornos ou vers Marcelle. C'est que le mouvement de bascule noté déjà sur la coupe Outes 1 fig. 32 et la fracture correspondante ont permis au rio de Doñas d'avoir

(1) Cette vallée de fracture où la rivière ne coule pas selon la déclivité des surfaces environnantes, répond au critère justificatif 3 de M. Feio (**143**), p. 257.

(2) M. Feio (**143**). Critères 1 et 4. En outre, nous avons observé un léger décrochement dans un banc rocheux de direction NW-SE coupé par le rio à hauteur du Cotro de Eiras. Enfin le tronçon terminal du rio traverse des schistes redressés vers le NE, de façon perpendiculaire.

(3) Près de Famelga deux filons de roches vertes SW-NE sont l'un coupé par le rio, l'autre longé par l'A° de los Moliños et interrompus à hauteur du rio Sta Baya.

(4) Le contact passe en effet près d'une ligne Vilariño-Fuente-Mourente vers 250-300 m d'altitude. La dénivellation « lithologique » pure est donc déjà de 150 à 200 m.

(5) L'Arroyo de Jallas, qu'il ne faut pas confondre avec le rio du même nom, l'utilise en s'y encaissant de 200 m et plus.

ses sources vers 320 m. D'autre part, le rio de Barcala, bénéficiaire lui aussi d'une cassure du socle sur plus de 10 km de son cours, ne se trouve qu'à la cote 170 vers Broño et à celle de 220 m là où cesse l'influence de la fracture (La Picota). Il nous faudra revenir sur l'ample vallée du Barcala lorsque nous étudierons les pays traversés par le Tambre en bordure de la région des cuvettes; mais en disant tout de suite qu'elle est accompagnée près de 8 km d'un palier vers 300 m, on soupçonnera que la destruction du niveau de 400 m est due à un phénomène amorcé depuis longtemps.

Entre la vallée du Barcala et la fracture méridienne, enfin, le mouvement de bascule redevient plus facile à lire dans le paysage. Il s'observe d'une façon claire en partie grâce à la lithologie. Des granodiorites, de meilleur comportement à la dégradation des surfaces, ont conservé l'aspect général du plan incliné qui en résulte (1). L'accident-limite se situe dans la vallée de fracture sub-méridienne du rio de Portalage, prolongée par le tronçon du Tambre entre Fiopans et Puente-Maceira; il est inscrit ainsi dans la topographie sur 9 km, et s'oblitère au N vers Cabañas. Si sur plus de 7 km, la fracture coïncide avec la limite orientale de l'intrusion principale de granodiorites, le contact ne justifie pas l'encaissement des rios puisque l'affleurement se poursuit, comme on l'a vu plus haut, jusqu'à Castriz, et qu'alors le contact perd beaucoup de sa netteté et de sa valeur topographique hors du secteur faillé. Il reste que les granodiorites ont conservé un profil suffisamment continu pour que les coupes Sta Comba 4 et Santiago 1, *fig. 32,* traduisent bien l'inclinaison générale de l'aplanissement; pour que les alvéoles de dégradation y trouvent aussi une limite assez fidèle, notamment par rapport aux roches gneissiques du groupe de Lage. Le dernier secteur, entre les Montes Sta Mariña et le Monte Boiro « riverain » de la cassure méridienne, soit une bande de 4 km de large, ne comporte plus que des altitudes de 420-400 m. Elles suffisent à verrouiller la « Cuenca de Jallas », malgré l'élargissement de la vallée de fracture vers Rial et Bembibre, et la présence d'une faille ancienne accompagnée de schistes et gneiss mylonitisés entre Villamayor et Bembibre.

Au total, la collaboration de la tectonique et de la lithologie dans l'élaboration des formes est à souligner dans toute cette région. Les cuvettes dessinées par l'action de mouvements à moyen rayon de courbure faisant rejouer des accidents anciens, se sont approfondies par attaque chimique des roches les plus fragiles, sans doute pendant toute la seconde moitié du Tertiaire.

On constate en outre une certaine hiérarchie dans le degré de dégradation des terrains, qui n'est pas sans analogie avec celle qui se dégage des minutieuses recherches de G. Rougerie en Côte d'Ivoire forestière. Ici, comme là, les granodiorites offrent un paysage frappant par le « volume plutôt que le bas-fond » (2) tandis que les paysages de « fonds à planchers plans », de « vasques » (3) — nous disons ici alvéoles, « brañas », et fonds tourbeux — sont généralisés en roche cristalline leucocrate (granite gneissique, gneiss). Anormal par rapport à la composition chimique, ce classement des roches selon leur résistance paraît plutôt fonction du degré de diaclasation, de la présence d'une gneissification ou d'une schistosité. Ceci sous réserve que la tectonique n'ait pas parfois favorisé la position culminante des granodiorites ou de certains granites. Cette question mérite d'être reprise dans le secteur de Vimianzo où la variété des roches s'accompagne plus fidèlement d'effets morphologiques.

(1) On est conduit graduellement, par exemple, de la Pedra del Penedo (484 m) à l'alvéole de Sta Comba, ou des Mtes Stas Mariña et de Cabañas aux sources du rio Trece ou au bassin du rio Abuin, par des pentes de 1-2°. Ce dernier plan incliné est cependant plus détérioré par l'érosion régressive, par suite de la plus grande densité de cassures. L'existence d'un affleurement plus restreint de granodiorites à l'W de l'intrusion principale se traduit par une série de collines attestant la résistance de cette roche à la dégradation; Bouza (421 m), Pombal (407 m), Silvariña (450 m), Raxada (467 m).

(2) G. Rougerie (**433**), p. 466.

(3) *Ibidem* p. 460-461.

D. — LE SECTEUR OCCIDENTAL, OU LES RÉGIONS DE VIMIANZO-MAZARICOS

Nous abordons maintenant l'étude du secteur où l'aplanissement perché à 500-400 m se termine à l'approche de la mer. C'est aussi la « zone charnière » puisque la côte y change d'orientation, et tourne de NE-SW à NNW-SSE. Là l'érosion régressive aidée par la proximité du niveau de base peut exploiter une lithologie assez variée. C'est aussi la limite occidentale des plateaux... par conséquent un terrain intéressant à de multiples titres. Mais précisément, la tâche n'en est que plus complexe, et rendue plus difficile par l'insuffisance des routes d'accès comme des raccords avec les régions où les unités morphologiques étaient aisées à cerner.

Nous nous proposons ici de caractériser les éléments des surfaces d'érosion subsistants; mais il est clair que, compte tenu de sa position, l'intérêt du secteur est davantage dans l'éventualité d'un relief appalachien, la définition de l'échelle de résistance des roches et le problème du soulèvement des plateaux par rapport au domaine côtier.

1) Les éléments de niveaux d'érosion

a. Au nord du rio Jallas.

Pour trois raisons les aplanissements tertiaires se trouvent sérieusement réduits maintenant. D'abord parce que la région se trouve partagée entre trois bassins hydrographiques : celui du Jallas, mais aussi ceux du rio Castro qui draine les eaux vers l'Ouest, et du Rio Grande tributaire de la ria de Camariñas attirant les eaux vers le Nord. Ensuite parce que la lithologie offre une gamme particulièrement riche. En effet, divers types de granites, les migmatites du groupe de Lage, les roches du complexe ancien, au total une dizaine de terrains différents, se disposent en affleurements allongés du NNE au SSW et arqués parallèlement à la courbure du littoral. En sorte que les affluents du Grande, — et du Jallas dans une bien moindre mesure — ont pu ouvrir des brèches dans le front des aplanissements à la faveur des roches les moins résistantes. Enfin des hiatus ont été engendrés selon des axes NW-SE, qui découlent soit de fractures anciennes, soit des affluents du rio Castro.

Si l'on veut cerner grossièrement ce qui dans ce contexte est susceptible de se rattacher aux surfaces éogènes, le critère d'altitude permet une première approche. Les reliefs de plus de 400 m s'arrêtent au Nord selon une ligne sinueuse, qui du NE au SW serait jalonnée par les bourgades de Zas, Castro (Monte Cuesta das Peñas), Serano (Pedrida Matanza), Vimianzo (Pedra Longa et San Bartolomé), Berdoyas et Dumbria (Monte Croa et massif de la Cruz) (1), Carboal et Miñons enfin (Massif de la Carvaliza) (2). Toutefois cette ligne en redans englobe des sommets d'altitude inégale qui constituent en réalité la zone de partage des eaux. Si bien que selon l'importance des cols qui les échancrent, la nature des roches qui les sous-tendent, et éventuellement le jeu des fractures, le profil des reliefs change, les cotes oscillent entre 390 et 460 m (parfois plus de 520 m) et des diramations s'avancent dans des directions variables au gré des affleurements ou de la tectonique à partir de la ligne de faîte.

(1) Feuille 1/50 000 Camariñas n° 68.
(2) Feuille 1/50 000 Outès n° 93.

Les surfaces véritables existent cependant. La plus étendue est situé au S du Pico de Méda, dont on a déjà décrit la partie sommitale comme un élément du niveau supérieur basculé vers le Sud (560-500 m). Sur son flanc SW, et en direction du SSE, un niveau porté à 460-400 m s'incline jusqu'au Jallas en amont de Brandomil. Régulier, parcouru de vallons séniles, il s'étend indifféremment sur les migmatites ou le granite homogène du « groupe de Lage ». Et vers Cicere, Mallon, on atteint l'alvéole du Jallas et de ses affluents.

Les deux niveaux sont brutalement interrompus, comme nous l'avons dit plus haut, par une fracture doublée d'un contact lithologique (roches du groupe de Lage — gneiss à biotite du complexe ancien). Mais à partir de Zas vers le Sud, la cassure perd de sa valeur. Entre Zas et Meaños, des intrusions filoniennes basiques arment les gneiss à biotite, puis des gneiss fins et compacts à éléments basiques (1) se substituent à ces derniers. Enfin, au Sud de Meaños, des schistes migmatitiques viennent s'accoler aux gneiss du « complexe ancien », si bien que la différence de résistance devient moins sensible. Parallèlement, le mouvement de bascule vers le Sud noté pour le compartiment oriental amène le Monte Castelo à 460 m, tandis que de massives intrusions basiques métamorphiques permettent à l'Ouest la conservation de larges croupes vers 470-410 m.

A l'Ouest de la fracture qui ouvre une brèche empruntée par le système du rio Zas, l'avancée d'une échine étirée entre la Cuesta das Peñas et la Pioza prolonge ces altitudes. Mais bientôt la surface d'érosion subit un morcellement qui le rend quasi méconnaissable. La ligne de partage des eaux dans les environs de Baiñas entre le Jallas et le Grande s'abaisse à 320-350 m tandis que les reliefs de plus de 400 m s'écartent les uns des autres et se trouvent isolés. Au Nord, une bande de gneiss œillés, terminée par le granite homogène de la Pedra Longa, conserve sur ses 4 km une altitude de 450-430 m (2). Au Sud, ce sont des fractures qui ont dû aider le granite glandulaire ou équigranulaire de deux micas à garder des cotes de 440-420 m dans l'Alto de Penedo, ou de 520-540 m dans les massifs de la Cruz et de Barreiras (3). Les reliefs ainsi délimités acquièrent des contours en étoile en fonction de ces accidents. Dans ces conditions, il vaut mieux ne plus parler de surface d'aplanissement proprement dite; les sommets de 400-430 m dérivent probablement d'un tel niveau; ceux de 500 m et plus pourraient être des éléments déjà résiduels sur cet aplanissement, c'est-à-dire des Inselberge, dont les pentes ont aujourd'hui encore 18-20° (4). Les zones les plus dégradées se rencontrent à l'E de l'échine étroite qui s'étire de la Cuesta das Peñas à la Pioza, à la faveur d'une large bande de gneiss à biotite. De minuscules ruisseaux tributaires du Jallas ou du Grande y ont d'amples vallons évasés. Les « brañas » pullulent entre Brandoñas et Puente Olveira, débouchant sur la « Cuenca de Jallas » et l'agrandissant.

Plus autonomes, d'autres paysages de dégradation lente du socle cristallin prennent naissance au pied des Montes Barreiras et Cruz de Cabral. Les uns s'ordonnent — si l'on peut dire — autour de la vallée supérieure du rio Fragoso; d'autres dépendent du rio de Ansean, affluent du Jallas. Vallons en berceaux peu profonds et semis de tors en sont les traits dominants. Un dernier groupe de plateaux avec chicots résiduels à 500-460 m interrompt ce secteur « alvéolé » et termine l'extension des zones culminantes vers les rios de Brens et de Clemente.

Ainsi l'extrémité des aplanissements situés au N du Jallas peut être caractérisée à partir de Zas comme une alternance de secteurs dégradés et surbaissés, et d'échines décrivant des saillies allongées. Celles-ci renforcent l'impression de perchement, tandis que par les couloirs au

(1) Amphibole, ferrohastingite, riebeckite parfois.

(2) Cf. Insinger (**231**), carte p. 66 et texte p. 68.

(3) Ces fractures, sauf celle du flanc oriental de l'Alto de Penedo, ne figurent pas sur les cartes géologiques au 1/50 000 de Camariñas (n° 68) et Outès (n° 93). Nous les considérons cependant comme probables d'après la disposition du réseau hydrographique dont plusieurs branches sont soit parallèles entre elles, soit dans le prolongement les unes des autres. Deux directions sont quasi exclusives : celle qui est du NNE-SSW suit l'orientation des affleurements; la seconde, NNW-SSE, les recoupe toujours. Le jeu vertical des cassures, qui ne peut être prouvé, n'est considéré que comme probable.

(4) On observe en effet entre les différents sommets ou à leur périphérie des espaces plans vers 440-420 m. Ils sont suffisamment étendus pour rendre cette interprétation admissible (cf. entre Barreiras et Cruz, plateaux au SW de la Cruz de Cabral ou au N de l'Alto de la Cruz et Mte Croa). Les reliefs culminants sont des tors dégagés de 20-30 m, à versants convexes.

contraire, de larges ouvertures sur l'avant-pays ou la zone côtière rendent impossible toute délimitation des niveaux d'érosion.

b. Au Sud du rio Jallas.

Une sorte d'homologue, de symétrique du Pico de Meda, existe au Sud du Jallas avec les reliefs de 500 m et la surface de 420-450 m; c'est l'ensemble des Montes Albarisa et Pedroso. Le plongement vers le Nord y est certes moins continu, mais ne peut être mis en doute. La fracturation déjà notée dans le secteur des rios Couto et Santa Baya, doublée d'une différence lithologique, renforce la comparaison avec le pays de Zas, car de la même façon, en se rapprochant du Jallas, les schistes à biotite cèdent la place à des gneiss hyperalcalins (ferrohastingite, riebeckite).

Toutefois l'analogie n'est pas complète car certaines roches paraissent devoir jouer ici un rôle bien plus notable. Déjà la « Cuenca de Jallas » s'arrêtait au contact granite gneissique — granite non orienté du Monte Pedroso; la vallée du rio Santa Baya est guidée par une bande de schistes à biotite. Celle du rio Mazaricos bénéficie de conditions identiques, tandis que l'affleurement en Y des gneiss hyperalcalins supporte l'essentiel des reliefs situés entre les rios Mazaricos et Maroñas. Un premier alignement (Sud-Nord : Canabeira, Aro, Penedos) est constitué d'une série de bosses convexes lourdes, quoique déchiquetées dans le détail, culminant autour de 500 m. Elles dominent d'une soixantaine de mètres l'aplanissement principal qu'ont rongé les têtes de sources du Maroñas, et qui se poursuit du côté de l'Ouest sur la branche occidentale d'affleurement de ces gneiss. Leur désignation toponymique dit assez bien l'aspect heurté dans le détail de leur profil : « Torre » pequeña, « Torre » grande, « Castelo » de Corzon *(cf. photo 63/8/2, planche VI)*.

Le niveau d'érosion, à l'Ouest, se réduit à un seuil méridien séparant les bassins du Mazaricos, du rio de Chaves et des rios Santa-Baya et Tines. Indifféremment développé sur des gneiss à grain fin, comme près de Val-Asenso, sur des diorites à biotite vers Jesto ou Valladares, il a subi une dégradation notable. Sur les diorites, s'est formée la « Cuenca » du rio Chaves; une succession de petits « tors » en coupoles surbaissées, avec blocs et boules résiduels, y dépassent de quelques mètres les amorces de vallon et les brañas *(v. profil Outes 4, fig. 33)*. Au N d'une ligne Val-Coiro, cet alvéole se trouve verrouillé de part et d'autre de Beba, par des granites de deux micas porphyroïdes assez particuliers (granite de la Ruña). Pour n'avoir pas retrouvé les diorites affleurant pourtant à proximité, le rio Chaves à dû creuser de petites gorges dans le niveau d'érosion redevenu plus net. Le plateau recoupe alors gneiss et diorites à biotite, et mord sur les marges de l'affleurement des granites de la Ruña : au Sud (Boilouro), à l'Est (Castro, Cuesta de Agar), et au Nord-Est (Cerro de Cova). En sorte que la masse lourde dominée par le chicot de la Ruña (638 m) fait figure de relief résiduel (1).

A proximité du Jallas, la dégradation du relief reprend ses droits, souligne un contact occidental entre diorites ou gneiss biotitiques et gneiss hyperalcalins du Castelo de Corzon. Mais rien dans la lithologie ne paraît expliquer pourquoi la dégradation à réussi à défoncer d'une soixantaine de mètres ou plus le niveau d'aplanissement dans les schistes et gneiss du complexe ancien du Jallas aux environs de San Juan de Mazaricos (2).

Comme au Nord du Jallas enfin, les plateaux sont verrouillés du côté de l'Ouest et restent perchés sur la zone littorale. La barrière que dressent quelques gros reliefs n'est certes pas davantage continue, mais elle est impressionnante par sa massivité et son altitude. C'est d'abord le Massif de la Ruña, Inselgebirge dominant des plateaux d'érosion qui ne la cernent qu'au Sud et à l'Est. Puis, le relais vers le Sud est pris par l'Alto de la Estivada (571 m), fait de granite

(1) Les pentes inclinées à 15° environ rachètent une dénivellation de plus de 150 m.

(2) La planéité de l'interfluve large de 2,5 km entre les rios Chaves et Mazaricos et maintenue à l'altitude de 275-285 m, le tracé rectiligne sur 7 km du rio Mazaricos dans l'alignement d'un grand coude (1,6 km) du rio Jallas, suggèrent l'intervention de la tectonique.

glandulaire à texture gneissique et lui aussi flanqué du même niveau sur sa marge orientale (v. profil Outes 4, fig. 33). Entre ces deux reliefs, enfin, une grande intrusion en amygdale de granite à biotite : c'est la « Sierra » déchiquetée du Pindo, culminant à la Moa (641 m), que contourne le rio Adraño et que saute littéralement le Jallas pour tomber quasi directement dans la mer (v. photo 62/2/3, planche VII). Quelques chicots encore, ici et là, frangent le Pindo, indurés par l'auréole de métamorphisme de ce batholite (cf. profil Outes 1, fig. 33).

La présentation comparée que nous avons esquissée entre les secteurs situés au N et au S du Jallas, si elle reflète la continuité des formes majeures, pose le problème de la résistance des roches à l'altération.

2) L'échelle de résistance des roches à l'altération

Dans cette discussion, il nous faut tenir compte d'un point de départ : la réalisation des niveaux d'érosion éo-oligocènes. Sur ces aplanissements, ont dû subsister des chicots ayant résisté à une *pédiplanation*. Ensuite, avec les mouvements de surrection, dans l'ambiance humide et chaude dénoncée par les lignites miocènes, le socle « pédiplané » a subi une *altération*, qui a préparé un travail d'érosion différentielle d'un autre type. Ce sont donc deux aspects distincts qu'il nous faut envisager dans l'explication du relief actuel, hérité de ces deux modes de façonnement successifs. Comme il n'est pas possible de reconnaître partout si tel relief isolé atteignant 500 m environ est un reste du niveau tertiaire le plus élevé ou un chicot résiduel sur les aplanissements de cette époque, comme par ailleurs les conditions de façonnement des surfaces oligocènes ont été apparemment les mêmes, nous retiendrons comme éléments résiduels dans ce secteur tous les reliefs supérieurs à 500 m. Ils le sont de toute façon par rapport à l'aplanissement aquitanien.

Les plus caractéristiques sont : (1) et (2)

— le Massif du Pindo, quoique extérieur à la zone où ont été reconnus les aplanissements (granite de deux micas, homogène, leucocrate) ;

— le Barreiras, fait en partie des mêmes roches, avec passage au granite gneissique glandulaire ;

— les massifs de la Cruz et de la Estivada (en granite gneissique glandulaire de deux micas, leucocrate) ;

— la Rûna (granite de deux micas porphyroïde, assez proche du précédent et comme lui leucocrate) ;

— l'échine du Monte Aro, enfin, dans les gneiss hyperalcalins mésocrates.

Si l'on écarte provisoirement le dernier de ces reliefs, l'on constate que l'essentiel des éléments résiduels ou non nivelés se rencontre en roche à grain grossier ou moyen, de texture non orientée, et leucocrate, leur composition minéralogique restant assez constante (ce qui ne serait pas le cas dans le granite gneissique de Lage). Or, dans les conditions climatiques favorables à la pédiplanation, les roches susceptibles de former des « Härtlinge » ou de conserver après dénivellation tectonique des versants à pentes notables sont celles où la désagrégation granulaire est la moins facile ou bien la forme de disjonction la moins dominante. Par contre, si les fragments fournis sont des blocs ou des boules, une certaine protection des versants est assurée lors du façonnement des « pédiments » (3).

Ici, nous pouvons d'abord nous poser la question de savoir si, parmi les massifs considérés, il en est qui dérivent de horsts ou de blocs basculés. Des fractures sont soupçonnées pour cer-

(1) Nous exceptons de cette énumération le Pico de Méda, manifestement aplani, même dans la partie qui a été portée à plus de 500 m d'altitude.

(2) Pour les caractéristiques des roches, v. I. Parga Pondal (379), p. 476 à 482.

(3) P. Birot (51) et surtout (55), p. 97-108.

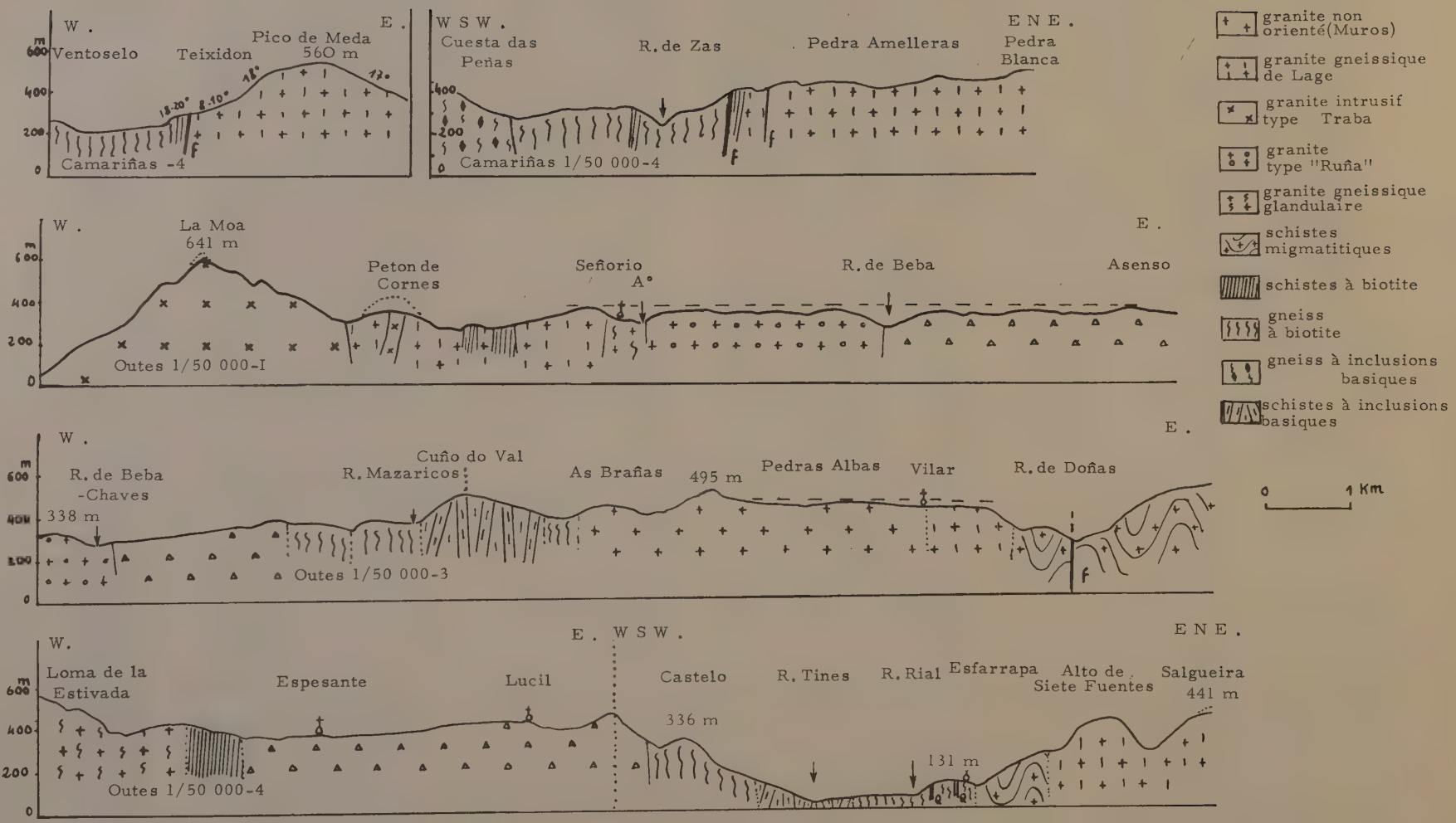

W .
E .
Ventoselo
Teixidon
Pico de Meda
560 m
Camariñas -4
W S W .
E N E .
Cuesta das Peñas
R. de Zas
Pedra Amelleras
Pedra Blanca
Camariñas 1/50 000-4
W .
E .
La Moa
641 m
Peton de Cornes
Señorio A°
R. de Beba
Asenso
Outes 1/50 000-I
W .
E .
R. de Beba -Chaves
338 m
Cuño do Val
R. Mazaricos
As Brañas
495 m
Pedras Albas
Vilar
R. de Doñas
Outes 1/50 000-3
W.
E . W S W .
E N E .
Loma de la Estivada
Espesante
Lucil
Castelo
336 m
R. Tines
R. Rial
Esfarrapa
Alto de Siete Fuentes
Salgueira
441 m
131 m
Outes 1/50 000-4
granite non orienté(Muros)
granite gneissique de Lage
granite intrusif type Traba
granite type "Ruña"
granite gneissique glandulaire
schistes migmatitiques
schistes à biotite
gneiss à biotite
gneiss à inclusions basiques
schistes à inclusions basiques
0
1 Km

FIG. 33

tains contours de la Cruz de Cabral, du Monte Berreiras, de l'Albarisa. Encore ne s'agit-il pas, peut-être, de la totalité de chaque massif. Dans le Pindo, il est possible aussi que quelques cassures dans la masse correspondent à des accidents plus importants que des diaclases (1). Pour les autres, nous sommes dans l'ignorance totale. Mais partout, les roches sont aptes à fournir des fragments assez grossiers. Le granite de deux micas, dans son aspect normal, porphyroïde, ou glandulaire, se disjoint surtout en dalles et en bancs par suite d'une prédominance des diaclases horizontales. Les diaclases verticales sont souvent distantes de plusieurs mètres, ou moins apparentes (2). En revanche, le granite du Pindo est affecté de diaclases verticales très prédominantes, qui expliquent son relief heurté, ruiniforme. Toutefois, l'écartement en est assez grand et on note en plusieurs endroits une tendance au dégagement de dalles ou diaclases courbes (cf. photographies 62/2/3, 60/5/7 et planche VII). Ainsi, malgré la grosseur fréquente des cristaux et une porosité initiale notable qui devaient les prédisposer à une attaque rapide, ces roches ont dû pouvoir opposer une bonne résistance à la pédiplanation.

Après elle, le socle cristallin connut la dégradation. Les lignites permettent de l'envisager, jusqu'au Pontien compris, sous un climat « kaolinisant » chaud encore et humide, où « la décomposition chimique précède en quelque sorte l'érosion linéaire » (3). Cette dernière, suscitée par le mouvement épéirogénique, n'a pas suivi très fidèlement les affleurements mais il reste que les zones en creux — alvéoles, couloirs et vallées amples — ont été réalisées souvent dans certaines roches plutôt que dans d'autres. L'érosion postérieure, pliocène et quaternaire, n'a guère apporté que des retouches en bonne partie sous les conditions de climat tempéré humide.

De la présentation des restes d'aplanissement éo-oligocène faite dans les pages précédentes, on peut dresser le bilan suivant :

a) Les principaux témoins de surfaces, ou les échines qui en dérivent ont subsisté dans :
— le granite gneissique de deux micas (Pico de Méda)
— le granite homogène de deux micas (Alto de Penedo)
— le granite de deux micas gneissique glandulaire ou porphyroïde (E et NE de la Ruña)
— les gneiss œillés (N de l'Alto de Pedralonga) (4)
— les gneiss hyperalcalins (Aro, Castelo de Corzon)
— les intrusions métamorphiques basiques massives (Cuesta das Peñas, Roza).

b) Les couloirs d'érosion sont plus constamment développés dans les gneiss et schistes à biotite (cf. vallées des rios Zas, Santa Baya et Couto, Mazaricos) ou dans les schistes migmatitiques (Sud de Meaños).

c) Les gneiss hyperalcalins, les diorites et certains affleurements de granite gneissique de deux micas sont parfois propices à l'évidement d'alvéoles ou de « brañas », alors qu'en d'autres endroits ils peuvent conserver des éléments de surface. Ainsi sur les diorites, on passe, du Sud au Nord, de la topographie de plateau vers Valladares à la zone dégradée de la « Cuenca de Chaves » et à une franche dépression de Tines à Bayo.

Nous devons donc rechercher si cette classification répond à ce que l'on sait du comportement de ces roches à l'altération, notamment sous les climats chauds et humides. Que les schistes et gneiss à biotite aient été rapidement évidés, compte tenu de leur richesse en éléments ferromagnésiens (biotite), de leur disposition feuilletée, et de la densité des diaclases qui les affectent (5), rien que de très normal. Les schistes migmatitiques, fondamentalement formés de micaschistes gneissiques à biotite plus ou moins migmatisés (6) sont plus complexes; selon les

(1) Notamment dans la zone du coude ultime du Jallas, et dans les endroits où les autres rios ont un tracé rectiligne de plus d'1 km (N-S et NW-SE surtout). Nous avons en outre relevé la présence d'une brèche de faille au N du Jallas, au N du Malladoiro (W-E).

(2) Cf. I. Parga Pondal et E. Torre-Enciso (**390**), p. 5-9 et photos p. 31.

(3) P. Birot (**55**), p. 81.

(4) V. Insinger (**231**), v. carte p. 66 et texte p. 68-69.

(5) Cette fragilité est assez générale (cf. P. Birot (**53**), p. 122) et spécialement en région tropicale humide. P. Birot (**51**) et (**55**), p. 88-92 signale ce trait dans la région des pains de sucre de Rio de Janeiro. Les indications de G. Rougerie (**433**) concernant les schistes métamorphiques ne font pas état de schistes à biotite proprement dits.

(6) I. Parga Pondal (**379**), p. 480.

secteurs, ils sont voisins des schistes micacés et chloriteux avec gneiss rares; ailleurs, la texture gneissique ou d'anatexite l'emporte. Mais d'une façon assez générale, deux facteurs concourent à leur altération sensible : leur hétérogénéité, leur schistosité, leur intense diaclasation d'une part, l'abondance encore grande du mica noir réparti en amas d'autre part. Parmi les migmatites, ce type particulier d'embréchites est certainement le plus fragile devant une dégradation lente, comme devant l'incision linéaire. C'est sans doute aussi leur présence en enclaves ou bandes irrégulières au sein des granites gneissiques de Lage qui peut aider à comprendre pourquoi ceux-ci ont parfois prêté le flanc à la désagrégation et au défoncement alvéolaire. Le fait aussi que ce granite donne en s'altérant des produits moins grossiers que les granites grenus, glandulaires ou porphyroïdes, donc plus aptes à conserver les eaux reçues.

Par contre, nous retrouvons comme types de roches résistantes celles du groupe de Lage ayant un faciès homogène grenu ou grossier et les roches à texture œillée ou porphyroïde, toutes leucocrates, et calco-alcalines. Or, logiquement, « en conditions chaudes et humides donnant priorité aux processus d'altération chimique, les roches finement cristallisées devront donner les pays bas et les roches grossièrement structurées les reliefs » puisque l'efficacité de l'altération varie « parallèlement à la quantité de plans de discontinuité au long desquels peut s'effectuer l'hydratation » (1). Ajoutons que souvent placés en position culminante lors de la réalisation de l'aplanissement, les reliefs sous-tendus par ces roches bénéficiaient d'un certain avantage initial. Quoiqu'il en soit, le classement établi ici à partir de la topographie « héritée » de l'Oligocène rejoint celui que G. Rougerie présente et admet pour l'altération en milieu éburnéen (2).

Le cas des diorites et des roches basiques reste à examiner. Les granodiorites affleurant de Bayo à Outes sont essentiellement de type « acide », proches des véritables trondhjemites (3). Riches en quartz et en oligoclases, hololeucrates et de grain fin, elles sont différentes des granodiorites mésocrates de Côte d'Ivoire. Leur comportement nous paraît assez étroitement fonction de la diaclasation. Dans la « Cuenca de Chaves » nous avons pu vérifier que les diaclases n'étaient pas très serrées et permettaient la formation de mamelons convexes de faible commandement, mais de plusieurs dizaines de mètres de diamètre et assez peu fragmentés. La densité des fissures s'accroît près de Bayo, où les diorites correspondent à une véritable dépression.

Les roches basiques ou ferromagnésiennes sont de trois types : dans l'ensemble des paysages de l'Ouest galicien, aux sources du Jallas, ce sont des gabbros ceinturés d'amphibolites; dans la région de Vimianzo-Mazaricos, il s'agit d'intrusions basiques intensément métamorphiques se classant comme amphibolites, pyroxénites et éclogites (4). Enfin, ce peut être des gneiss à amphiboles sodiques (riebeckite, ferrohastingite). Seuls quelques affleurements de ces derniers, et le rebord oriental de la Cuenca du Jallas (gabbros) paraissent avoir échappé à la pédiplanation fini-oligocène. Or, il est couramment admis que ces roches résistent particulièrement bien à ce processus de nivellement (5).

Par ailleurs, G. Rougerie a montré que leur altération en Côte d'Ivoire ne les a pas mises en creux par rapport aux granites (6), tout en évitant de se prononcer quant aux modalités de leur position saillante. En Galice occidentale, leur comportement n'est pas franchement identique. Les gabbros et amphibolites ont subi une dégradation d'allure très voisine de celle des migmatites et des granites gneissiques, malgré une porosité initiale bien plus faible. Nous le justifions quant à nous par le fait que la porosité s'accroît en fait très vite avec l'altération (7).

(1) G. Rougerie (**453**), p. 131 et p. 417.

(2) G. Rougerie (**453**), p. 417 : échelle suivant laquelle les matériaux rocheux ont de plus en plus de chances d'être livrées à l'altération : pegmatites, granites porphyroïdes, roches grenues massives et moyennement structurées et diaclasées, schistes métamorphiques.

(3) J. Jung les décrit comme des « granites sans feldspaths potassiques » (**246**), p. 263. Pour les caractères pétrographiques de cette roche, I. Parga Pondal (**379**), p. 478.

(4) I. Parga Pondal (**379**), p. 478.

(5) P. Birot (**55**), p. 105.

(6) G. Rougerie (**433**), p. 477-78.

(7) Les analyses faites par le C.R.P.G. de Nancy ont donné comme valeurs moyennes de porosité en roche saine 0,4 sur le granite gneissique, et 0,08 pour l'amphibolite. Des échantillons altérés ont donné par contre 3, pour l'amphibolite, 1,5 à 3,5 pour le granite gneissique.

Sous un climat humide les sols peuvent par conséquent conserver assez d'eau et permettre aussi l'ouverture de grandes auges à fond plat, selon un mécanisme d'autocatalyse. Les reliefs créés par les intrusions filoniennes basiques doivent au même fait, sans doute, leur profil convexe arrondi. Mais leur moindre largeur a dû préserver leur surface sommitale d'une dégradation poussée.

Les gneiss mésocrates ont un comportement plus « conforme ». Le massif de l'Aro est resté en saillie sur l'aplanissement de 400 m et a résisté à la dégradation qui affecte au contraire les terrains environnants. Des gneiss de la même famille (Pedrido, Matanza, Castelo de Corzon) se distinguent nettement aussi des gneiss à biotite et hornblende voisins (1). En Côte d'Ivoire, de telles roches offrent une topographie plus heurtée que sur les affleurements leucocrates; il en va de même en Galice occidentale où les reliefs sont irréguliers dans le détail et les versants assez dénudés (photo 63/8/2, planche VI). Ils n'offrent pas non plus le manteau de sol rougeâtre qui feutre les bosses liées aux intrusions basiques.

Notre analyse de l'érosion différentielle reste cependant entachée de bien trop d'imprécisions, sur le rôle perturbateur de la tectonique notamment. Elle présente trop de lacunes aussi, car il aurait fallu davantage de mesures de laboratoire. Surtout, malgré la médiocrité des traces qu'ont laissés le Pliocène et le Quaternaire, il faut faire la part des modifications intervenues après cette évolution miocène. L'éventail des roches en présence et leur aplanissement oligocène ont créé les conditions de façonnement d'un relief appalachien dès que se manifestèrent les mouvements épéirogéniques. En portant les plateaux d'érosion à 400-500 m, ces mouvements de la seconde moitié du Tertiaire ont tout au moins permis une esquisse d'un tel relief, plus ou moins fidèle selon les lieux, mais indubitable.

Comme beaucoup d' « unités » lithologiques se poursuivent dans l'avant-pays septentrional, la prolongation d'un modelé d'érosion différentielle pose le problème de l'origine même des pays situés en marge des aplanissements surélevés.

A l'opposé du domaine des cuvettes examiné au § C, le secteur le plus occidental de l'avancée des plateaux se prête donc bien à la discussion des modalités de l'érosion différentielle. Notre analyse nous amène à faire ressortir une hiérarchie dans l'échelle de résistance des roches, qui est héritée pour l'essentiel des climats tertiaires. La gamme offerte par le socle galicien est voisine de celle que G. Rougerie a établie pour le milieu éburnéen. Les roches leucocrates non orientées, de grain moyen ou grossier forment les reliefs. Les roches hyperalcalines aussi, comme A. Rondeau le signale également pour la Corse. Les parties déprimées topographiquement correspondent en priorité aux schistes et gneiss à biotite, riches en éléments ferromagnésiens, de structure feuilletée, puis aux secteurs de roches non homogènes, diaclasées, riches en amas de biotite ou en enclaves schisteuses. De même apparaissent fragiles celles qui par la finesse de leur grain, donnent prise à l'altération et fournissent des produits fins en se décomposant.

La seconde originalité, corrélative, est que l'exploitation de la lithologie engendre un relief de type appalachien puisque les éléments culminants portent la trace des niveaux d'érosion oligocènes. Il a fallu pour sa réalisation que les gauchissements des surfaces s'amorcent dès le Miocène, car l'ampleur des dénivellations atteint des valeurs trop grandes pour n'être dues qu'à l'altération différentielle. Celles-ci représentent une dégradation des terrains « fragiles » entretenue par le relèvement progressif des bordures des cuvettes.

(1) I. Parga Pondal (379), p. 482; v. aussi (238), p. 6, carte.

Chapitre II

LES MARGES DE L'AVANCÉE OCCIDENTALE DES PLATEAUX ET LES PROBLÈMES POSÉS PAR LES SYSTÈMES HYDROGRAPHIQUES

(*Cf. carte géol., fig.* 28, *et cartes hors-texte n°* 3 *et* 4)

Nous avons vu dans la Deuxième Partie comment l'analyse des marges permettait d'éclairer certains points d'ordre général. En particulier, l'existence d'un palier a été mise en évidence, qui traduit des pulsations dans le mouvement d'épéirogénie générale. Les modalités de dissection de ce palier nous ont en outre renseigné sur l'épisode morphogénétique original responsable des glacis. D'autres problèmes majeurs vont être posés ici, plus spécialement par la disposition du réseau hydrographique. En fait, il ne s'agit rien moins que d'envisager :

— Les conditions de formation et de façonnement de l'avant-pays septentrional. Fragments de plateaux d'érosion éogènes abaissés par la tectonique ? ou bien paysages modelés indépendamment de l'héritage pré-miocène ?

— Les relations entre les alvéoles schisteux du Tambre supérieur et moyen et l'avancée occidentale des plateaux : car les marges Sud font encore partie du bassin hydrographique du Tambre.

— Les modalités du perchement des surfaces éo-oligocènes et de leur morcellement périphérique, telles que le révèlent les tracés en plan des bassins de l'Allones, du Grande, du Castro, du Jallas et du Tambre, et l'allure originale de leur profil en long.

Nous serons nécessairement amené au long de ce chapitre, à suivre les reliefs jusqu'à proximité des rivages. Mais l'étude du littoral n'éclairant pas les problèmes envisagés pour l'instant sera réservée pour d'autres développements.

A. — ASPECTS ET PROBLÈMES DE L'AVANT-PAYS SEPTENTRIONAL

Nous commencerons par ce secteur afin de pouvoir sans plus attendre examiner comment se prolongent vers le Nord les traits d'érosion différentielle amorcés dans la zone des plateaux et de voir quels aspects de l'avant-pays des Mariñas se poursuivent dans les «Tierras» de «Bergantiños » (ou vallée de l'Allones), de « Soneira » et de « Vimianzo » (bassins supérieur et inférieur du rio Grande). En réalité, si l'on suit les paysages, il faut distinguer des unités un peu différentes. A l'Ouest, et jusqu'à une ligne grossièrement méridienne allant du Mte Neme au Mte Campelo, c'est l'alignement des reliefs qui est le trait dominant. Les régions de Carballo et de Laracha offrent plutôt les traits d'une dégradation générale et anarchique : paysages de croupes

molles, de glacis très faiblement inclinés, dans lesquels d'amples vallées humides sont imprimées d'une dizaine à une cinquantaine de mètres. La zone d'affleurement du granite de la Corogne, au pied du Mte Santa Leocadia n'est, quant à elle, qu'une succession de dos rocheux convexes, sous une lande médiocre qui contraste singulièrement avec les riches terroirs du pays de Bergantiños.

1) Caractères d'ensemble

Malgré ces aspects variés, il existe des traits topographiques communs. En premier lieu on remarque la présence d'un certain nombre d'interfluves réguliers aux alentours de 300 m. Ils forment d'abord un épaulement qui serait continu de la Santa Leocadia à l'Alto de la Cruz s'il n'y avait deux endroits où il disparaît : au passage de la fracture méridienne à hauteur de Carballo, et sur le flanc occidental du Pico de Méda. Son développement atteint le plus fréquemment entre 1 et 3 km. Les points les plus élevés des seuils de partage des eaux dans l'avant-pays atteignent les mêmes cotes, quoique de façon plus irrégulière et sur des distances assez variables. Du pied du Mte Campelo à la Ria de Lage aussi (en un axe SE-NW), et surtout dans la région de Vimianzo (selon des directions NNE-SSW), ce sont enfin des échines de même niveau allongées sur des distances horizontales de 5 km ou plus. S'agit-il d'éléments dérivant d'un même plan topographique ou d'une coïncidence ?

En outre, sauf sur le granite de la Corogne, il est fréquent de voir se dessiner dans ce canevas *un autre niveau de croupes, de 100 m plus bas.* C'est lui qui sépare le bassin du rio Grande supérieur de celui de l'Allones à l'Ouest d'Agualada, et qui forme le niveau rocheux de la dépression de Zas; il est présent également dans les interfluves séparant les affluents de l'Allones à l'amont de Carballo. C'est généralement de ce niveau que partent les glacis, plongeant doucement vers les confluences ou vers les cours d'eau principaux. En fait, il nous faut comparer entre eux ces différents éléments pour pouvoir en dégager la genèse.

Dans le secteur entre Seavia et le Valle de Soneira, l'épaulement de 300 m apparaît incontestablement comme un palier d'érosion séparé par failles des surfaces supérieures; il est d'ailleurs souvent limité par des accidents parallèles (1). Au N de Serrapio, aux environs de Ferreira, et plus en avant dans les Mtes Coton et Lume de Souso, le substratum est constitué de gabbros dont la massivité a tout juste engendré des irrégularités de détail sur les versants. Mais à l'Ouest d'Agualada le plateau dominé par le « tor » d'El Torreiro de part et d'autre du rio Rego de Rodis est développé tant sur les gneiss que sur les schistes des migmatites de Lage. Et au N de Sixto, l'avancée de plateau au pied du Pico de Meda est réalisée dans le granite gneissique de Lage. Comme ce sommet culminant, il est limité par le même accident NNW-SSE qui court jusqu'à Buño.

Il reste à savoir si cet aplanissement représente un morceau de surface éogène dénivelée, ou un palier postérieur, lui-même porté à cette altitude. La question méritera d'être reprise un peu plus loin.

Dans les pays de Vimianzo et de Soneira, les profils comme la disposition d'ensemble des échines situées sur 260-300 m reflètent une plus fidèle soumission à la lithologie, sans exclure toutefois l'intervention de la tectonique. (*V. les profils Camariñas 1 et 2, fig. 34*). Ainsi, au N de la Cuesta das Peñas l'échine das Peñas de Canle, prolongée au N du rio Grande par une partie des Mtes Borneiro et Coton do Marco, se calque assez bien sur les affleurements d'un

(1) Ces accidents sont anciens comme on l'a déjà dit plus haut (chapitre I) et traduits par des décrochements repérables surtout dans les migmatites (cf. (234) et indications de M. Balli). La morphologie suggère leur rejeu au Tertiaire et les géologues souscrivent à cette éventualité. Ils considèrent que les failles N. 120°, outre l'intense mylonitisation « ont eu des effets sur le socle durant le Mésozoïque » : (234), p. 29 et « furent réactivées plusieurs fois » (*ibid.* p. 32).

Relief du Mte *Castrelo de Corzon* réalisé dans des gneiss hyperalcalins. Le rio Jallas au premier plan, à Puente-Olveira. Noter le faible encaissement du lit entre des berges protégées par la végétation.

Dépression de Vimanzo et vue sur le ***Mte Faro.*** (vue prise du Mte San Bartolomé). Observer la largeur de la dépression, qui correspond à un affleurement de schistes micacés.
Noter dans le profil du Mte Faro le développement d'un interfluve plan à 300 m au Sud du relief culminant (à gauche), et l'amorce, en avant (à droite) d'un épaulement à 240 m.

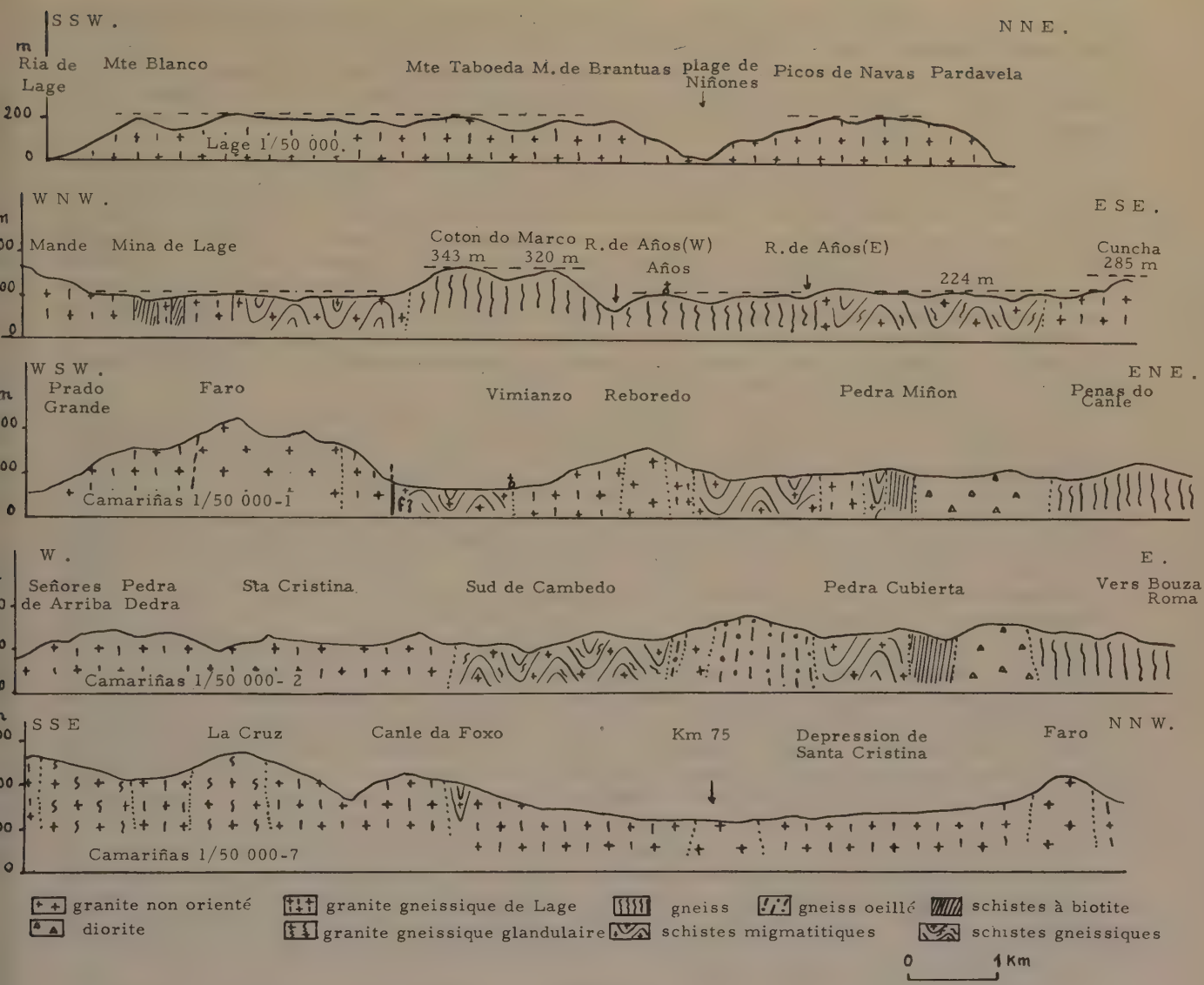


Fig. 34

gneiss à biotite qui présente ici de grands feldspaths glandulaires. Il doit à sa richesse en quartz, à l'écartement de ses diaclases, à sa disposition en bancs redressés à 50° (plongement vers l'Ouest), d'être ainsi mis en valeur (1). ... Les points culminants du Borneiro (389 m) doivent représenter un secteur plus résistant par suite d'une structure plus uniforme et de la rareté de la biotite (2). Mais ici encore la subhorizontalité des croupes s'accorde mal avec le pendage. En outre, l'orientation des bancs n'est pas toujours conforme à celle des reliefs (l'écart peut aller jusqu'à 50°) (3).

C'est encore un niveau de même altitude qui s'étire de la Piedra Cubierta (W de Tréos) à la Pedra Miñon, dans les anatexites qui dominent les trondhjemites de Mayo-Tines à l'E, les schistes migmatitiques de Salto à l'W. Ou encore les échines qui partent du N de la Pedra Longa,

(1) **(234)**, p. 33-34.
(2) *Ibidem* p. 34.
(3) **(234)**, p. 34. Si la tectonique est intervenue là, il est impossible d'établir son action récente.

les unes faites de gneiss œillé, les autres de granites gneissiques. Le San Bartolomé (407 m) fait figure de « Hartling » sur un élément de surface aussi régulier (1).

Citons, pour terminer, le développement remarquable d'un plateau, également à 300-280 m, étendu de part et d'autre de la lourde masse résiduelle du Faro (438 m) dans des gneiss à deux micas très homogènes (2). *(V. photo 63/18/6 + 7, planche VI).*

Au total, malgré sa coïncidence générale avec les roches les plus résistantes à l'altération, on constate que le niveau de 300 m est œuvre d'aplanissement. Et l'on retrouve le même problème : de quel niveau d'érosion s'agit-il ? En faveur d'un aplanissement partiel distinct des plateaux et postérieur à eux, on peut avancer les arguments suivants : — Dans tout le pays de Vimianzo, la trace de fractures limitant les hautes surfaces a disparu, oblitérée par le développement des couloirs d'érosion lithologiques et des cols qui les relient. Une dénivellation par faille entre les deux ensembles aplanis restera donc hypothétique. — Les étendues à 300 m apparaissent aujourd'hui relativement indépendantes de la disposition des plateaux supérieurs, coupées de leur rebord par des zones plus basses. — Rappelons enfin que les chicots résiduels du Faro et du San Bartolomé sont à l'altitude de 400 m.

Mais il existe d'un autre côté un faisceau d'arguments favorables à l'idée que les échines de 300 m sont des éléments de surface d'érosion éogène dénivelée. Le premier découle de l'aspect de l'érosion différentielle qui a dégagé les échines de 300 m. Celle-ci a suivi exactement les mêmes roches que dans le défoncement de la surface principale, d'une manière plus fidèle encore. Certes, une position plus en aval, un niveau de base proche de toutes parts, y a contribué. Pourtant, en admettant un niveau façonné au cours du Miocène, il ne resterait plus que le Pontien et le Pliocène, plus tempérés, le Quaternaire avec ses climats changeants, pour réaliser ce second relief appalachien. Le second réside dans la *présence d'un autre niveau, régulier et général de 200 m* au-dessus du niveau de la mer.

Il se trouve d'autant plus apparent qu'on s'approche du secteur littoral, par suite de l'encaissement des cours d'eau lié à l'érosion régressive. A Zas, il est directement en contact avec l'abrupt du Pico de Meda, et forme pratiquement la totalité de la dépression sur 5 km. Son plan est à peine dégradé par des vallons à versants fuyants, conduisant à des tourbières (3). C'est lui aussi qui forme le seuil de partage des eaux entre le Borneiro et la Piolla (210-230 m). On peut le suivre, large de 6 km, jusqu'à Cundins où il forme alors un épaulement très net sur le flanc de l'Alto del Rocio ainsi que l'interfluve rio de Años-rio de Cundins. Progressivement alors l'encaissement des rios le met en valeur par suite de l'approfondissement des vallées qui atteint là 180 m. On retrouve la même disposition de seuil, puis de plateau continu vers le N, entre Bayo et Rens, et entre les Mtes Borneiro et Laurido, depuis Fornelos jusqu'à Canduas. Sa largeur atteint 2 km le long de l'accident méridien; il est également présent au Sud de Carballo, et tout au N près de Razo. Enfin, au N de l'Allones, presque tous les sommets des interfluves se situent vers 200 m, avec conservation de cette cote sur plusieurs kilomètres de long (4). (*Cf. profils Lage 1 et 2, fig. 34*).

Les reliefs qui le dominent, assez peu nombreux, sont dispersés. Parfois, leurs pentes conservent une certaine raideur : 10-18°; c'est la règle notamment dans les gabbros. Mais le plus souvent, elles ne s'inclinent que de 5° environ (Oza Vella, SE du Mte Neme...), montrant assez bien que le niveau le plus bas dérive d'éléments dégradés et réduits aujourd'hui à l'état de

(1) H. F. Insinger (**231**), p. 68 : granite non orienté très homogène; dans le détail, il donne à la disjonction des blocs à arêtes bien émoussées mais de forme variable, différents des boules. Il se révèle apte à la formation de cuvettes ou marmites profondes et régulières.

(2) *Ibidem*, p. 69-70. Le Faro est lui-même le lieu d'affleurement d'un granite qui cesse d'être orienté, et devient plus résistant.

(3) Celle de Zas s'étend entre Lamas et Andragalla; elle mesure 2 km de long, 1,1 km de large. Un sondage l'a trouvée peu profonde (1,05 m). Nous insistons sur l'extension de cette « plaine » fort remarquable tant sur les gneiss que sur les schistes à biotite ou les bancs de quartzites intercalés.

(4) Cf. N de Niñones (feuille Lage n° 43); Mtes San Amaro (feuille Carballo NW n° 44); E. du Mte Oza Vella (id.); régions de Monteagudo (id. NE) et de Laracha (id.). En avant de Lume de Souso, pentes de 18°; au Mte Coton, versants de 12°.

lambeaux. *Or, c'est à partir de lui que se dessinent les glacis doucement inclinés.* Ainsi au S-SE du Mte Neme, nous avons suivi sur plus de 400 m un épandage épais de quartz en fragments de 2 à 25 cm, corrodés et ferruginisés, que nous assimilons aux formations torrentielles des Mariñas. Nous l'avons retrouvé, un peu plus émoussé, 2 km plus au S près de Campo de San Pedro, reposant sur une argile kaolinique. Au kilomètre 11,5 de la route Carballo-Malpica, convergent des glacis vers une dépression où sur la roche profondément altérée repose une argile plastique grise fine avec cailloutis de quartz mêlés (1).

Enfin, aux environs de Laracha, une cuvette se dessine, inscrite dans les interfluves de 200 m, avec quelques éléments de 50-100 m plus élevés. Le fond est à 150-140 m et près du lieu-dit « Feal » une exploitation d'argile a mis à jour récemment *des lignites* (2). La coupe permet de remarquer dans l'ensemble du dépôt une alternance d'argile et de lignites en une disposition synclinale. La base est formée d'argile sédimentaire, plus ou moins sableuse, avec restes visibles de tiges assez bien conservées et poches de sable grossier. L'épaisseur observable est de 3,80 à 4 m selon les endroits. L'argile forme un autre banc de 2,45 m et sert de support à une seconde veine de lignite, de 0,30 m environ. L'argile blanche qui en forme le toit est assez pure sur 0,40 m, passe ensuite à du sable sur 0,45 m, avant de reprendre un faciès fin et bigarré sur 2,50 m. Un dernier niveau ligniteux est plutôt une argile noirâtre riche en éléments organiques et épaisse de 1,20 m. Enfin, 4 m d'argile surmontent cet ensemble. Au total, 15 m de sédiments que l'analyse pollinique comme la détermination des argiles permettent de comparer aux autres dépôts déjà signalés. La comparaison s'est révélée peu fructueuse avec le gisement de Cantallarana rattaché au Miocène supérieur (limite Tortonien-Pontien ?, v. p. 105). Elle est surtout valable avec Puentes.

Le diagramme pollinique établi par J. Médus permet de rapprocher la flore de Laracha aux niveaux β 25-β 35 de Puentes. (*Cf. fig. 20 et planche hors-texte n° 10 B*). Il se place donc au-dessus des niveaux indicateurs de la crise climatique que nous avons interprétée comme favorable à une action d'aplanissement. Peut-être est-ce dans ce sens qu'il faut justifier la présence de montmorillonite, en faible quantité toutefois, dans les argiles sus-jacentes aux lignites (3). *Rien n'empêche, en tous cas, de considérer les niveaux de crêtes de 200 m comme les homologues du palier tortonien* situé à 300 m - 260 m près du Ferrol, et à 200 m dans les schistes de Bergondo (pays des Mariñas).

En conséquence, l'*avant-pays a dû être, avant le développement de cet épicycle, dénivelé d'une centaine de mètres par rapport au reste des plateaux. Ceux-ci se seraient individualisés de l'avant-pays par un soulèvement au début du Miocène.* Là où la lithologie a introduit des lignes directrices plus efficaces que la tectonique, le talus est moins continu et moins vigoureux ou oblitéré. Les reliefs les plus élevés comme le Faro ou le San Bartolomé correspondraient alors à des « Inselberge » de la surface aquitanienne.

On peut aussi se demander si le compartiment de l'avant-pays s'est décomposé en une série d'éléments basculés en direction du N (ou du NW). Cette question découle de la disposition du réseau hydrographique. Les rios Allones, Grande, Castro, ont un bassin dissymétrique, moins important pour les affluents de la rive droite (Nord), que pour ceux de la rive gauche (Sud). Le rapport entre les surfaces de bassins est de l'ordre de 1/2,53 pour l'Allones de Laracha à Puenteceso; il atteint 1/4,78 pour la Grande entre la Costa Grande et Calo (4) et 1/4,34 pour le Castro,

(1) Lieu-dit Tejar : emplacement d'une briqueterie. La roche altérée est, sur 8 à 15 m visibles, transformée en argile de couleur variable où la disposition des terrains, encore observable montre une grande complexité. Une argile plastique grise repose en discordance sur celle qui résulte de la décomposition de la roche en place (0,60 m). L'endroit se trouvant sur le tracé d'une faille NW/SE, il est probable que la décomposition découle d'actions hydrothermales.

(2) Gisement signalé par I. Parga Pondal; les lignites ont été étudiés par J. Médus et les argiles par le Laboratoire des argiles de l'Institut de Géologie de Strasbourg. V. J. Médus (321), p. 62.

(3) L'argile au dessus des lignites contient un peu de montmorillonite (kaolinite = 80 % ; montmorillonite = 10-15 %). Nous n'excluons pas une relation possible toutefois avec un mauvais drainage lié à l'accumulation tourbeuse. Illite et chlorite, dans l'ensemble des argiles, ne sont présentes qu'à l'état de traces.

(4) Nous n'avons pas tenu compte du tronçon aval qui reçoit sur la rive droite les ravinements épisodiques issus du massif de Traba.

en amont de Couceiro (1). Comme l'a fait ailleurs O. Timmermann (2), on peut considérer une telle dissymétrie comme la preuve de l'abaissement de blocs inclinés vers le N. Pourtant, nous ne pensons pas qu'il s'agisse ici d'inclinaisons successives pour les raisons suivantes :

— Les reliefs en bordure de côtes ne se présentent pas de façon dissymétrique, et la limite N des bassins de l'Allones ou du Grande ne coïncide pas avec un versant plus abrupt de la ligne de partage des eaux.

— Aucune faille, sauf peut-être dans la région du Castro, ne coïncide avec le tracé des reliefs côtiers. Les accidents anciens susceptibles d'avoir rejoué s'inscrivent tous obliquement : NE-SW (N 30°) ou NW-SE (N 150-130°) ceci sans parler de la fracture méridienne.

— Le seuil commun à l'Allones et au Grande est à 220 m. Or, les affluents méridionaux de l'Allones issus de ce seuil doivent traverser, de Borneiro à Cundins et Riobo, des reliefs plus importants que lui. Pour justifier cette disposition, supposer des captures reste hypothétique et invérifiable.

Nous admettrions plus volontiers que le compartiment abaissé ne se soit pas uniformément incliné (vers le Nord). On notera en effet l'existence d'un faîte SW-NE qui s'étend d'Agualada à Cesullas par Riobo et Cundins, fracturé et tronçonné. Il prend naissance précisément au lieu où le front des plateaux subit un décrochement. On a vu aussi qu'une cuvette s'était dessinée à Laracha-Feal, prolongée peut-être vers Carballo si l'on en juge par le tracé parallèle des rios qui s'y rassemblent. On observera aussi que des coudes successifs se relaient dans tout le bassin supérieur du rio Grande. *Des « gouttières » ne seraient-elles pas responsables de la disposition originale d'Est en Ouest des rios principaux, comme de l'inégale répartition des affluents ?*

L'Allones coule sur 32 km à vol d'oiseau parallèlement à la côte, dont il n'est éloigné que de 8-10 km. Pourtant le seuil qui sépare son bassin du versant atlantique n'atteint, aux cols, que 180 m et le plus généralement 200-220 m. Et à son entrée dans la région de Laracha, vers Muiños de Arriba, son lit se trouve à la cote 160 m. En outre, il néglige la brèche créée par la fracture méridienne, qui l'aurait aisément conduit à l'Océan près de Razo, au lieu de traverser à la perpendiculaire les bandes gneissiques, granitiques ou schisteuses qui se succèdent ensuite jusqu'à sa ria. Il est très probable que l'Allones avait établi son tracé sur une surface d'érosion ayant nivelé la faille comme les terrains cristallins, et nous pensons qu'il a bénéficié d'une légère déformation en gouttière de celle-ci ainsi que de fractures retrouvées; il a pu, dans ces conditions, assez aisément régulariser son profil longitudinal, un des rares avec celui de l'Ulla à offrir une ligne concave jusqu'à l'embouchure (3). Ceci est en tous cas un argument supplémentaire en faveur d'un tracé épigénique déjà ancien (*cf. pl. hors-texte 9*).

Le rio Grande présente quelques traits similaires. Sur 23 km en ligne droite de trajet E-W, il se tient constamment entre 8,5 et 4,5 km de distance du littoral. Son profil longitudinal, à partir de 220 m, garde une pente de 4 $^{0}/_{00}$ sur 19 km soit jusque vers 140 m d'altitude près de Calo, et ce, quelles que soient les roches traversées. Les treize derniers kilomètres connaissent une accentuation considérable de la pente, surtout entre 100 et 20 m (2,1 % = 80 m en 3,800 km), tout près de l'embouchure. Ce fait suggère, en l'absence d'explication lithologique satisfaisante, une influence tectonique assez récente (4). Il ne s'agit d'ailleurs pas d'un cas isolé, puisque nous le retrouverons sur le Jallas et le Tambre. Aussi nous y reviendrons afin de considérer ensemble le cas de ces rios.

Avec le rio Castro, nous avons affaire à une situation un peu différente, puisque celui-ci ne naît pas sur les plateaux ou leur rebord mais directement dans l'avant-pays entre des reliefs

(1) Une fracture NE-SW favorise en aval le développement anormal du système d'affluents de rive droite.

(2) O. Timmermann (488).

(3) L'Allones a cependant un profil transversal en gorges entre Pontedona et Vilureira, dans des reliefs de 220 m. Les versants, convexes sont raides sur 20 m et le lit est rocheux. Toutefois le profil longitudinal n'est guère affecté par ce resserrement. Plus en aval, une petite cascade (un rapide plutôt) est due au passage du rio sur un dyke de leptynite felsitique de 60 m de puissance (roche de grain fin, dure et compacte à pendage subvertical) cf. (234), p. 36-37.

(4) Les roches traversées alors sont successivement : le granite gneissique et les migmatites schisteuses, alors qu'un affleurement d'aplite a déjà été traversé par l'érosion régressive vers 15-20 m.

de 270-290 m. Il n'empêche qu'il suit également, durant 17 km, un tracé parallèle au littoral, à 6-7 km d'écart. La dissymétrie de son bassin amènerait à supposer une inclinaison vers le N-W, jusqu'à un relèvement des reliefs près de la côte. Pourtant aucun obstacle continu ne permet d'appuyer cette hypothèse, qui ne paraît vraisemblable que pour la partie amont. (L'efficacité de failles directrices doit justifier le reste du tracé). Il n'empêche que le profil longitudinal traduit ici encore le perchement du niveau de 200 m, peut-être en plusieurs fois (1).

Au total, la complexité de l'avant-pays se trouve éclairée dans sa genèse tant par le jeu de la tectonique que par celui de la lithologie (érosion différentielle). Tous deux interfèrent entre eux et avec les processus d'aplanissement. L'essentiel des traits des paysages paraît acquis dès la fin du Miocène.

Quelle est la marque de l'évolution postérieure ? Les indices pour son analyse sont ici bien minimes, et pourtant on doit y rapporter le façonnement des glacis, le creusement des rios consécutif au mouvement relatif positif du continent, et un remplissage alluvial ou colluvial des fonds en même temps que l'évolution des versants.

A titre d'exemple, considérons le bassin-versant des ruisseaux de Cances, Jornes et Pazos (rive N de l'Allones). Nous avons déjà signalé plus haut l'épandage de quartz qui accompagne les glacis partant du pied du Mte Neme. D'autres glacis nés aux abords du Mte Leutoño viennent rejoindre les plus occidentaux. Vers Leiloyo, ils passent aux versants faiblement inclinés d'un couloir fluviatile. De même au Sud du Mte Neme dans les interfluves du système convergent des rios de Cances, ou à partir du Mte Leduzo en direction du SW ou de l'Est. Les auges fluviales qui s'y inscrivent sont creusées de trente à cinquante mètres; elles sont larges, évasées, à fond plat. Leur ampleur s'accorde mal avec le chétif débit des minuscules rios que y coulent aujourd'hui.

Pourtant, les accumulations sont peu épaisses dans les fonds. C'est un matériel quartzeux provenant probablement de celui qui a façonné les glacis et qui fut entraîné sur les versants lors de leur dissection; ou du sable fluviatile, ou encore de la tourbe assez récente. Une coupe-type nous a été fournie par l'exploitation de ces dépôts dans l'Arroyo de la Gandara (*fig. 35 et 36*). Comme les tourbes, analysées par M^me^ M. Van Campo (2), sont très probablement post-glaciaires, le matériel plus grossier se rapporte à une activité fluviatile plus efficace antérieurement. D'ailleurs il fallait bien admettre une phase fluviale capable d'évacuer l'essentiel des débris liés à l'approfondissement et à l'évasement des vallées. Toutefois on ne peut, en l'état actuel de nos connaissances, préciser à quel moment du Quaternaire elle se place.

On peut juste ajouter à cela un dernier fait complémentaire : les parties supérieures des auges fluviales élémentaires se trouvent actuellement « perchées » au-dessus du cours de l'Allones. A l'aval, les vallons se rétrécissent, acquièrent sur 40 à 50 m parfois, sur 20-30 m plus généralement, une pente de 16-18° (cf. au S de Cances, aux environs de Langueiron). L'érosion régressive à partir de l'Allones n'a cependant pas pu provoquer leur réentaille complète, qui semble stoppée à l'heure actuelle. Le cours de l'Allones s'inscrit dans une couche d'alluvions minces sableuses (avec concentrations locales d'ilménite et grenats (3) et recouvertes de terre végétale), ou dans des « versants-terrasses » sans doute würmiens (4). Si les glacis se rapportent à une période « pluviale » du Quaternaire ancien, l'ouverture des vallons évasés et l'érosion régressive se situent dans le Quaternaire moyen et récent. Les versants qui en résultent ont subi alors en certains lieux l'empreinte de la solifluxion, comme nous le verrons également sur la côte contraposée de Malpica à Barrañan. Les amphibolites et gabbros, les norites, furent les terrains les plus propices à son développement.

(1) Pente de 30°/$_{00}$ entre 180 et 140 m; nouvelles brisures entre 100 et 80 m dans la traversée de granites gneissiques glandulaires (20°/$_{00}$) et dans les soixante derniers mètres de dénivellation (8,6°/$_{00}$).

(2) V. le détail de l'analyse pollinique p. 168. Soulignons seulement ici la présence de pollens de plantes cultivées. La découverte d'un outil néolithique confirme cette datation (sans la préciser car la position stratigraphique de l'outil n'a pu être établie).

(3) V. (235), p. 56.

(4) Ainsi, dans la vallée de fracture au S. du Mte Sta Leocadia, près de Muiños ou au Chousa da Porto de Equas, comme à Verdes.

Tableau XIII

Spectres polliniques des sédiments du vallon de Cances (A° de la Gandara)

Niveaux	Pinus	%	Alnus	%	Corylus	%	Quercus	%	Ericacées	%	Graminées	%	Composées	%	Chenop.	%	Cultivées	%	Diverses	%	Total	%	Filicales	%	Abimés	%
- 10cm	-	0	53	12,6	170	40,4	42	9,5	37	8,8	65	15,4	9	2,1	-	0	11	2,6	34	8,1	421		26	6,2	-	-
- 0																										
2 T 1	-	0	48	11,2	213	49,7	43	10	34	7,9	53	12,4	14	3,3	-	0	1	0,2	23	5,4	429		54	12,6	77	17,9
- 15cm																										
2 T 2	1	0,1	44	5,6	97	12,3	53	6,7	89	11,3	296	37,5	66	8,4	-	0	50	6,3	93	11,8	789		59	6,3	232	29,4
- 32,5cm																										
2 T 3	-	0	61	14,7	83	20	38	9,1	24	5,8	112	27	22	5,3	-	0	11	2,6	64	15,4	415		12	2,9	100	24,1
- 50cm																										
2 T 4	1	0,2	76	18,5	87	21,2	17	4,1	51	12,4	96	23,4	30	7,3	-	0	13	3,2	40	9,7	411		21	5,1	74	18
- 60cm																										
2 T 5	-	0	43	7,8	65	11,9	55	10	60	11	222	40,5	35	6,4	-	0	27	5	41	7,5	548		61	11,1	155	28,3
- 75cm																										
2 T 6	1	0,3	53	14,1	97	25,7	39	10,3	36	9,5	99	26,3	23	6,1	-	0	6	1,6	23	6,1	377		71	18,8	80	21,2
- 85cm																										
2 T 7	1	0,3	73	24,1	67	23	23	7,9	14	4,8	62	21,3	6	2,1	-	0	4	1,4	41	14,1	291		14	4,8	101	34,7
- 1m																										
60 28	-	0	33	8,4	36	9,1	33	8,4	56	14,2	98	24,9	65	16,5	2	0,5	21	5,3	50	12,7	394		38	9,6	-	0

60-28 sur 100 arbres : { Alnus 38 % ; Corylus 36 % ; Quercus sp. 10 % }

Sur l'ensemble des pollens : { Autres 24 % ; Spores 9 % ; Herbacées 54 % ; Ericacées 13,3 % } 76 %

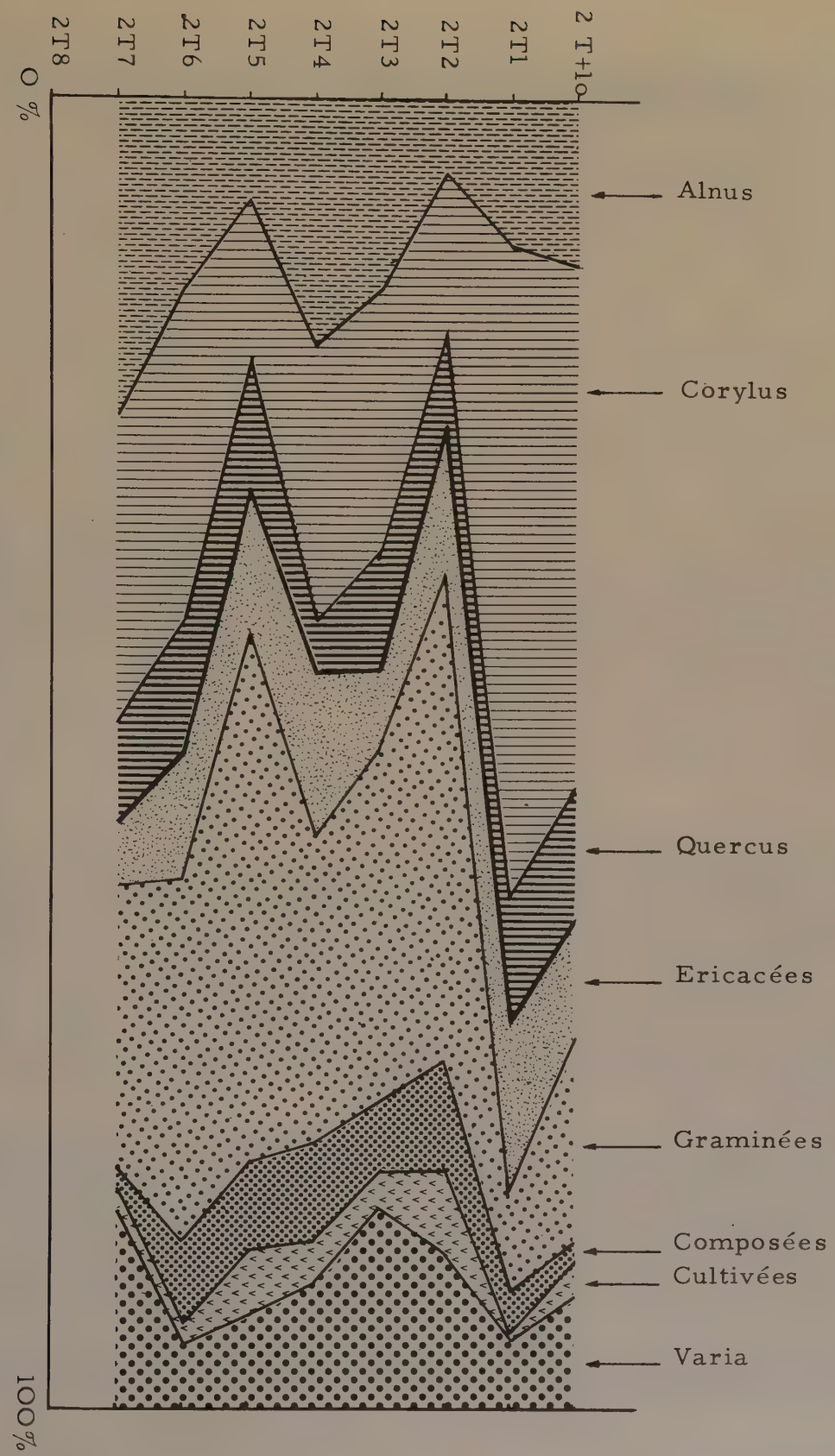


Fig. 35. — Diagramme pollinique du fond tourbeux du vallon de Cances.

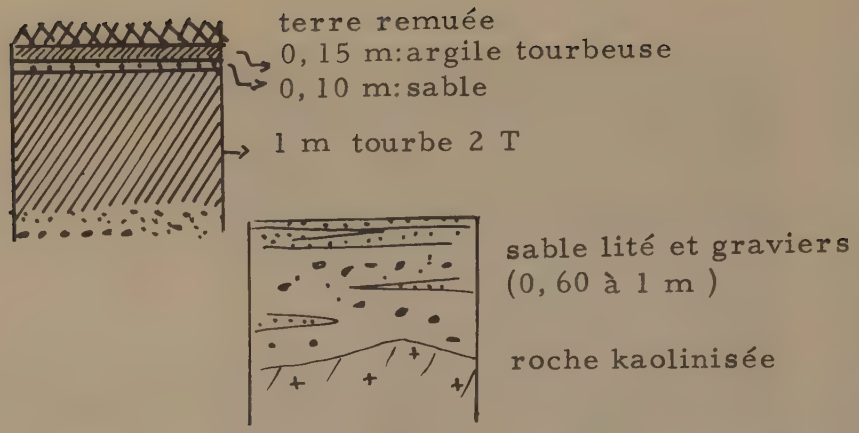


Fig. 36. — Arroyo de la Gandara (vallon de Cances, sédiments remplissant le fond de vallon
Coupe correspondant au diagramme fig. 35.

Le façonnement des glacis n'est d'ailleurs pas limité à la région abaissée en avant des plateaux. Un certain nombre d'entre eux se dessinent à partir du rebord lui-même, comme près de la fracture méridienne, ou dans le pays de Vimianzo. Plusieurs formes similaires ont été aussi observées, tournées vers le bassin du Jallas, comme dans les environs de Baiñas; des « brañas » rassemblent aujourd'hui les cailloutis quartzeux qui en dérivent (Crisco, Calazas, Outeiro). Ils y forment un pavage de quelques centimètres ou décimètres. Les sédiments qui les recouvrent ressemblent à ceux de la coupe-type de l'A° de la Gandara (1).

2) Les pays granitiques orientaux

Nous avons jusqu'ici laissé dans l'ombre les pays granitiques qui s'étendent au pied des Mtes Santa Leocadia au N de la faille d'Arteijo. C'est en effet une sorte de « corps étranger » entre les paysages dérivés du palier de 200 m de la région de Betanzos, et ceux des « Tierras de Bergantiños » et de « Soneira ». Son originalité réside surtout dans les aspects de son modelé.

D'une manière globale, on peut assimiler ce territoire à un « pupitre » (2) abaissé, coupé de fractures ou de diaclases majeures orientées NE-SW ou NW-SE. De la topographie « primitive », il ne reste qu'un ensemble de croupes culminant à 315 m au S, 290 m au N et plus généralement voisines de 220-250 m. L'assemblage des dos de terrains dénudés ou couverts soit de lande soit d'une maigre forêt, s'ordonne en alignements NW-SE jusqu'à la vallée du Seijido, et devient anarchique plus au Nord (Mte de la Zapateira).

Aucune trace de niveau à 200 m continu; très certainement la texture rocheuse ne s'y prêtait pas, car chaque bosse correspond à une entité « structurale », dégagée plus ou moins entièrement en fonction d'une dégradation qui a suivi les fractures de la masse. Ces collines ont toutes un profil convexe. Les pentes passent de 5-7° à 11-15° vers le bas des versants, où les fonds sont engorgés d'arène. Un examen détaillé de la structure des dos de terrain donne l'explication de ce modelé. Il est facilité par l'ouverture de nombreuses carrières, où l'on observe dans le cœur des reliefs un granite à grain moyen, diaclasé par des fissures surtout subverticales. Leur écartement moyen est de l'ordre de 1,75 m (maximum rencontré : 6 m). Aucune

(1) Matériel fluviatile sableux, exploité pour les concentrations en minéraux lourds, et couronné de tourbe ou de produits de colluvionnement.
(2) J. Pelletier (395).

boule à auréoles concentriques n'a pu être observée. Par contre, le bas des pentes correspond presque toujours à des zones de diaclases plus denses où interfèrent bien plus de diaclases obliques. Enfin, fréquemment, vers le haut des carrières, le granite se trouve littéralement feuilleté, la pente recouvrant légèrement ou se conformant à l'inclinaison des feuillets (1).

La macro-porosité nous semble être l'élément directeur du modelé car aussi bien la nature pétrographique que la micro-porosité montrent peu de variations entre le centre et la périphérie des reliefs. Pétrographiquement, c'est un granite grenu non orienté de grain moyen et de composition minéralogique assez constante : quartz 30 % ; feldspaths potassiques 32-35 % (= orthose et microcline), plagioclases 30 % (2). Les deux micas interviennent à parts égales en moyenne, quoique variables selon les échantillons : biotite 3-4 % ; muscovite 2 à 7,5 %. C'est une roche typiquement leucocrate. De même qu'il n'y a pas de différence pétrographique entre intérieur et bordure des dos rocheux, de même l'altération ne se marque pas davantage dans le même sens; en roche saine, la porosité ne varie que de 0,3 à 0,4. Cette dernière croît d'ailleurs moins vite que l'altération des minéraux. Sur des échantillons moins frais, où la texture est apparue bouleversée par la cataclase et les cristaux fortement craquelés, la porosité ne s'est pas élevée au-delà de 0,56. *De ce fait, l'altération peut être rapide sans être profonde* (3) ; elle permet la désagrégation granulaire, qui rend rugueuses au toucher toutes les surfaces dénudées, et libère un « **xiabre** » assez grossier (arène). Les sols restent squelettiques, expliquant la médiocrité de la végétation.

Les traits que nous venons d'esquisser valent pour une unité de paysages couvrant 70 km² environ. Mais ils sont à rapprocher de ceux que nous avons rencontrés déjà sur les Mtes Xalo, Sta Leocadia, en granite identique. Des bosses rocheuses « émergent » de la lande sur le Xalo, où l'on a vu aussi l'importance des diaclases subverticales dans les reliefs principaux (barres). Les flancs du Sta Leocadia et des blocs voisins comportaient par contre des « dômes » à structure en écailles dans des secteurs de diaclases très espacées (4). Il existe aussi de telles dalles ou diaclases courbes dans l'avant-pays. Les carrières permettent d'observer une linéation des cristaux à proximité des plans de ces joints. Mais elles sont apparues isolées, rarement continues; leur arc y est plus proche de l'horizontale que de la verticale, contrairement à celui des dômes précités (5). Il est possible toutefois que la forme convexe des collines dans l'avant-pays soit parfois liée à cette aptitude du granite aux joints courbes (6).

Un autre paysage a été enfin rencontré dans ce même granite de la Corogne : celui d'un alvéole largement ouvert. Il est drainé par le rio Valiñas, dont les têtes de sources mordent sur la masse du Xalo et du Mte Pereiro (amphithéâtre d'Hermida). Sans aucun doute possible, il s'agit d'un bassin tectonique. Sa limite méridionale est liée à une fracture NW-SE, allant de Bregua à Celas. Les pentes du Mte Pereiro, fortes de 16-17°, le dominent de 300 m, tandis que des 513 m de l'Outeiro, on arrive à 140 m par une pente dont les valeurs moyennes sont de 16-20°. Du côté des collines de l'avant-pays, la limite est également rectiligne sur 3 km, avec un commandement de 120 m. En outre, son bord oriental est curieusement constitué par les schistes de Bergondo de même que son verrouillage vers San Martin de Sesamo, alors que le fond est granitique. Le fond, assez plane, correspond à un colmatage d'arènes qui ont laissé affleurer quelques bosses rocheuses, mieux signalées par les bosquets qu'elles supportent que par leur propre relief (10-40 m).

(1) S'agit-il de joints ouverts par le phénomène de desquamation ou résultant de la décompression ? (ablation des masses sus-jacentes par l'érosion). On remarquera que ce type de fissures, réalisé sur 1,50 à 2 m à partir du sommet n'est jamais franchement rectiligne, ni continu sur de grandes distances. L'orientation principale des diaclases subverticales est N 370-390 gr. et N 80-100 gr. Les diaclases obliques inclinées entre 18 et 45° sont surtout orientées N 330-340 gr.

(2) Plagioclases sodiques (30 % d'anorthite). Les valeurs indiquées proviennent des examens effectués par le C.R.P.G. de Nancy, sur 4 de nos échantillons (point-counter, porosité selon la méthode décrite dans (**430**)).

(3) L'opinion des auteurs de (**235**), p. 50 trouve ici sa justification.

(4) V. Chap. I-B de cette même partie.

(5) P. Birot (**52**), p. 11, indique ce fait pour le sommet des dômes; l'avant-pays étant un secteur abaissé par rapport au Sta Leocadia, cette observation n'est pas contradictoire.

(6) Parmi les origines possibles des courbures, nous hésitons entre une fissuration liée aux phénomènes de tension résultant de l'érosion et une prédisposition « originelle » de la roche (cf. P. Birot (**52**)).

Accolé au « pupître » granitique dégradé, ce bassin a pour effet d'interrompre l'extension du palier de 200 m, existant jusqu'au rio Barcès. Dériverait-il d'accidents tectoniques mio-pliocènes (pontiens) ? Dans cette hypothèse, il faudrait mettre à l'actif de l'érosion plio-quaternaire l'amphithéâtre d'érosion d'Hermida, qui pénètre de 3 km au sein de la masse du Xalo. Une telle entaille récente surprend en tous cas, malgré la proximité du niveau de base. Cette ablation considérable (plus d'un km^3) se comprendrait mieux si des cassures avaient été exploitées. Aucun indice n'étaie cette éventualité.

B. — LES PAYS DU TAMBRE MOYEN ET INFÉRIEUR

(*V. cartes géol., fig.* 28 *et* 59, *cartes hors-texte n°* 3 *et* 4)

Le rio Tambre sert de trait d'union à un ensemble de pays fort disparates, et leur assemblage dans un même bassin fluviatile n'est pas sans embarrasser. Nous l'avions suivi dans notre analyse des reliefs de la région schisteuse d'Ordenès, jusqu'à sa rencontre avec le rio Lenguelle. Il traversait alors des paysages d'aspect très mûr, regradés à plusieurs reprises, pour aboutir, vers cette confluence, dans un secteur où se distinguent difficilement les éléments des surfaces éo-oligocènes. Ceux-ci sont de plus en plus réduits et surbaissés; des lanières d'un niveau légèrement inférieur, vers 300 m, se fondent avec eux (1), dans un même modelé de pentes douces et allongées (les schistes du substratum étant facilement altérés). On se souvient qu'une retouche par un système d'érosion moins « chimique » suivit la dégradation des paysages, avant qu'ils ne soient atteints par l'érosion régressive récente.

Un premier problème est donc de savoir ce qui subsiste de ces traits au long du cours moyen et inférieur du Tambre.

Au-delà de la confluence Lenguelle-Tambre, ce dernier inaugure brusquement un tracé en « vilebrequin » dont les boucles frappent par leur ampleur et leur rigidité. Presque aussitôt, commencent aussi de véritables gorges. Le Tambre, il est vrai, quitte le domaine schisteux, aborde les hauts plateaux déformés en « Cuencas ». Dans quelle mesure alors lithologie et tectonique expliquent le tracé du fleuve et la dissymétrie du bassin ? Autre problème à résoudre.

Au cours de son trajet au sein des plateaux fracturés, il traverse en étranger la fracture méridienne pourtant aujourd'hui très bien marquée dans la topographie; au lieu de gagner la ria de Arosa par ce couloir direct de 22 km de long, il doit s'encaisser sur une trentaine de kilomètres avant d'atteindre celle de Noya. Chemin faisant, il reçoit plusieurs affluents, les uns étroitement guidés par des fractures rectilignes, d'autres plus sinueux au milieu d'auges ou de petits bassins. Il est alors fréquent de voir les marges de ces vallées flanquées d'épaulements en contrebas des plateaux et des glacis converger vers ces domaines de topographie « mûre ». Il y a dans ces contrastes autant d'énigmes à résoudre.

Enfin le tronçon terminal du Tambre est lui aussi « perché » à peu de distance de la mer. La dénivellation est aujourd'hui exploitée par une usine hydro-électrique. Par ce trait également, le bassin de ce fleuve participe à l'histoire des plateaux de Galice occidentale tout en en constituant la marge méridionale.

La morphologie y est celle d'un jeu de blocs fracturés de part et d'autre du Tambre. Il est impossible de nier l'intervention des forces tectoniques dans la configuration du bassin; mais les modalités de leur action s'inscrivent parmi celles qui affectent l'ensemble plus vaste étudié dans

(1) Cf. l'échine située entre les rios de Fuente-Ribeira et Ulloa vers Montaos (Ordenès n° 70, quart SW) ou les épaulements de Campo et Morlan sur la rive W du rio Lenguelle (*id.*). Ou encore ceux qui accompagnent le rio Sionlla inférieur jusqu'à Berdia (El Pino n° 95, quart NW).

les § C et D du chapitre I (même partie). Elles se marquent dans un contexte de roches variées, tantôt les « doublant », tantôt les croisant avec des angles variés.

a) La première « unité » abordée par le Tambre correspond à la masse des plateaux situés à l'Est de la fracture méridienne dans son tronçon Entrecruces-Rial; les schistes et amphibolites en ont facilité la dégradation, mais on avait observé pourtant comment leur surface formait un plan incliné vers l'Est (Cabaleiros-Ordenès). Or, l'extension des reliefs supérieurs à 370-380 m, à l'heure actuelle, s'arrête sur une ligne WSW-ENE allant de l'A° de Chomia (affluent du Tambre) à Leobalde, village riverain du Lenguelle. Limite sinueuse il est vrai, et de plus en plus morcelée vers l'Est. Nous trouvons deux raisons justifiant ce tracé lobé : la première est la réalisation de deux alvéoles allongés, œuvre de « regradation » (1); la seconde est la faiblesse du commandement au long de ce talus, d'ailleurs inscrit dans les schistes d'Ordenès dont l'inaptitude aux pentes raides a déjà été signalée. En effet, entre le Tambre et lui, s'interpose un niveau de croupes autour de 300 m. Il est aisé de le raccorder à celui qui accompagne les rios Lenguelle, Tambre, et Sionlla en amont de leur confluence. Le terme de niveau n'est pas abusif puisque, outre la subégalité des cotes, il s'étend sur des roches variées : schistes, amphibolites, gneiss et granites très résistants (2). Ces derniers rencontrés par le Tambre à Puente-Albar marquent le début du tracé en gorge que ce fleuve conservera jusqu'à la ria de Noya. Le talus n'est-il que le résultat de l'emboîtement de deux aplanissements ? Le cours du Tambre suit, après sa rencontre avec l'A° de Chomia, un tracé grossièrement rectiligne, de direction strictement identique quoique légèrement décalée vers le Sud. Or, nous allons voir qu'il y a là l'indice d'une fracture. Dans cette hypothèse, le talus serait, à l'origine du moins, un abrupt de faille modifié par l'extension du niveau de 300 m.

b) Les compartiments situés entre la fracture méridienne et l'A° de Chomia d'une part, ou entre elle et le Tambre en aval de Marzo d'autre part, offrent des données topographiques différentes. Au long de l'accident N-S à partir de Rial, la dépression correspondante est réduite à un vallon étroit et rectiligne, dominé maintenant directement par les plateaux de 400 m du côté de l'Est (3). Ceux-ci parviennent jusqu'au Tambre, avec un aspect irrégulier dû au substratum granitique qui multiplie les tors et les couloirs de dégradation lente. Sur l'autre rive, se dresse la masse du Mte Espiñeira, à moins de 1,5 km du fleuve. Elle se décompose en deux remarquables niveaux étagés : le plus élevé maintient avec une belle régularité des cotes voisines de 520 m sur plus de 3 km, parallèlement au cours d'eau; il est flanqué au NNE (sur 2 km) et au Sud-Ouest (sur 3 km) d'un autre plateau vers 400 m qu'il domine par des pentes de 15° en moyenne. Nous suivrons dans un instant ce même niveau vers le Sud.

On insistera auparavant sur la dissymétrie des altitudes qui résulte de ce dispositif de part et d'autre du Tambre. A la rive droite que frange le palier de 300 m jusqu'à Puente-Albar, répond une rive gauche atteignant 400-500 m. En aval de l'A° de Chomia, au niveau de 400 m sur la rive droite, répondent les 520 m de l'Espiñeira. Sur ces deux faces, le bloc méridional se distingue donc des pays situés au N du fleuve. Aussi, nous considérons le massif de l'Espiñeira comme un compartiment tectonique et nous voyons dans le tracé du Tambre, au long de ces deux tronçons rectilignes dans l'ensemble, l'exploitation de deux fractures orthogonales qui en sont les accidents-limites.

Malgré les contrastes rencontrés sur les deux rives, nous ne pensons pas qu'il s'agisse d'un horst récemment relevé. D'abord parce que le plateau sommital de l'Espiñeira reste à l'altitude habituellement trouvée pour la surface principale et ne fait pas figure de chicot résiduel. En outre, un niveau coté 400 m est représenté sans dénivellation des deux côtés du fleuve. Mieux, il existe aussi de petits épaulements à 300 m accompagnant la vallée sur chaque rive en maints

(1) L'un est drainé par l'A° de Restande; assez étroit vers Brea, il garde des pentes convexes raides (20°) et s'évase à partir de Chayan tout en gardant des versants de l'ordre de 15°. L'autre est plus ouvert, plus ample, du fait de deux convergences hydrographiques successives.

(2) Granite de deux micas, de texture finement grenue et non orientée. Il est nettement leucocrate, riche en quartz, et les diaclases restent assez espacées.

(3) Rappelons qu'au N de Rial au contraire, le rebord occidental était le plus élevé, tandis qu'à l'E s'interposait un épaulement vers 300 m. Au Sud, la situation est devenue inverse, et le même épaulement se retrouve jusqu'à Trasmonte, soit sur 13-14 km.

endroits (1). Ce n'est pas non plus un bloc basculé puisque le niveau d'érosion de 400 m se poursuit vers le Sud jusqu'aux portes de Santiago, dominé même par les 481 m du Mte Fontecoba. Grâce à la nature granitique des terrains, les altitudes sont assez bien conservées. Dès que se retrouvent les schistes d'Ordenès, à l'Est du rio Sarela, la topographie se dégrade et les cotes s'abaissent à 360-340 m. N'y subsistent alors que quelques buttes vers 400 m, comme près de Son de Arriba, en fonction d'un affleurement d'amphibolites en bancs redressés, fortement ferruginisés au sommet du relief, à la manière de certaines croûtes tropicales.

c) Au sortir de ce compartiment, le Tambre aborde l'accident méridien, qu'il ne suit que sur 3,5 km. Pourquoi le quitte-t-il si tôt ? L'hypothèse d'un tracé antécédent à une exploitation en profondeur de la cassure surgit alors à l'esprit. L'existence du palier de 300 m signalée le long des vallées de fracture qui l'exploitent établit qu'une bonne part du creusement est postérieure à cet « épicycle ». Si le tracé du Tambre était acquis au Miocène avec un encaissement d'une centaine de mètres ou un peu plus dans les plateaux bordiers, il a aisément pu se maintenir par la suite grâce au débit important de ce fleuve. On mesure cependant à quelles difficultés se heurte le cours d'eau à l'aval, par le fait qu'aujourd'hui le col qui sépare le bassin du Tambre de celui de l'A° de Pazos n'a que 30 m environ de valeur relative, à 600 m seulement de distance du coude du fleuve. Une belle capture a échoué, pour l'instant, fort près du but !

d) Le jeu des dissymétries entre les rives N et S du Tambre se poursuit vers l'aval. Au Nord, nous rencontrons un compartiment dont le plan topographique s'incline vers le cours d'eau. Il est étroitement délimité par la fracture suivie par le rio Portalage et par la cassure méridienne. Comme les deux accidents convergent vers le Sud, la masse de plateau se rétrécit progressivement, toujours flanquée vers l'Est par le niveau de 300 m. Une réédition du même dispositif se retrouve au-delà du rio Portalage, entre ce dernier et le système aligné des rios de Nanton et Albariña. Du Sta Mariña (528 m), on note la même inclinaison générale jusqu'au Mte Bergando (393 m) à 2,5 km du Tambre. Chaque fois, le fleuve dessine une grande courbe vers le Sud. On pense de ce fait à des blocs basculés contournés par le rio.

Au Sud, les hauts reliefs font entièrement défaut aux abords de la rive gauche. Un alignement de collines à 280-320 m dessine seulement un arc de cercle tourné vers l'Est. Il coïncide avec le rebord de l'affleurement des diorites qui forment déjà les Mtes Sta Mariña (2). Le reste de la topographie de part et d'autre du Tambre, qui traverse ainsi de part en part l'intrusion de diorites, reste confuse, indécise, avec des interfluves vers 200-220 m. La vallée réalisée par le fleuve s'évase corrélativement. L'existence de cette zone basse, largement étendue (5 $\times$ 1 à 3 km) et chevauchant un moment le contact entre diorites et schistes migmatitiques, reste une énigme. Ce pourrait être un alvéole ouvert dans le domaine du palier de 300 m (tortonien) qui accompagne le fleuve et, précisément à cette hauteur, relie ce dernier au bassin de l'Ulla estuarien. Du moins est-ce l'aspect acquis dans la région de Negreira, convergence hydrographique remarquable au sein des schistes migmatitiques. Au Sud du Tambre, il n'est pas exclu que les Brañas de Landeira puissent être un élément du palier tortonien abaissé par failles (3), tant leur topographie est régulière. Mais nous inclinerions plutôt à les considérer comme un secteur surbaissé assez uniformément par dégradation lente. Quoiqu'il en soit, le résultat est un profil dissymétrique de la vallée du Tambre en amont du barrage de retenue de la centrale hydroélectrique.

Dominé au N par la cuvette perchée du rio de Corzan (surface de 400 m gauchie) et au S par les contreforts du bloc culminant au Mte Castoira (539 m), le Tambre se retrouve en aval dans un contexte rappelant la situation des environs de la Espiñeira. Le bloc méridional comporte

(1) Rive gauche vers Grijoa et au Coton de Espiñeira ; rive droite près de Souto de Sebedo et à San Cristobal de Portomouro. Si l'on envisage un jeu de fractures vertical au Tertiaire, il serait à placer entre les deux aplanissements principaux prémiocènes (520 et 400 m) c'est-à-dire durant la longue période de pédimentation terminée à l'Aquitanien.

(2) Echine de Gundo à Trasmonte (Cruz del Campo) et les buttes isolées des Barreiros et du Mte Agron.

(3) L'une d'elles serait jalonnée par le rio de Pias, à l'E, tandis qu'un accident occidental pourrait être disposé NNW-SSE de part et d'autre de Viceso. Mais on ne saurait supputer l'emplacement des fractures limitant cette zone basse vers le Nord.

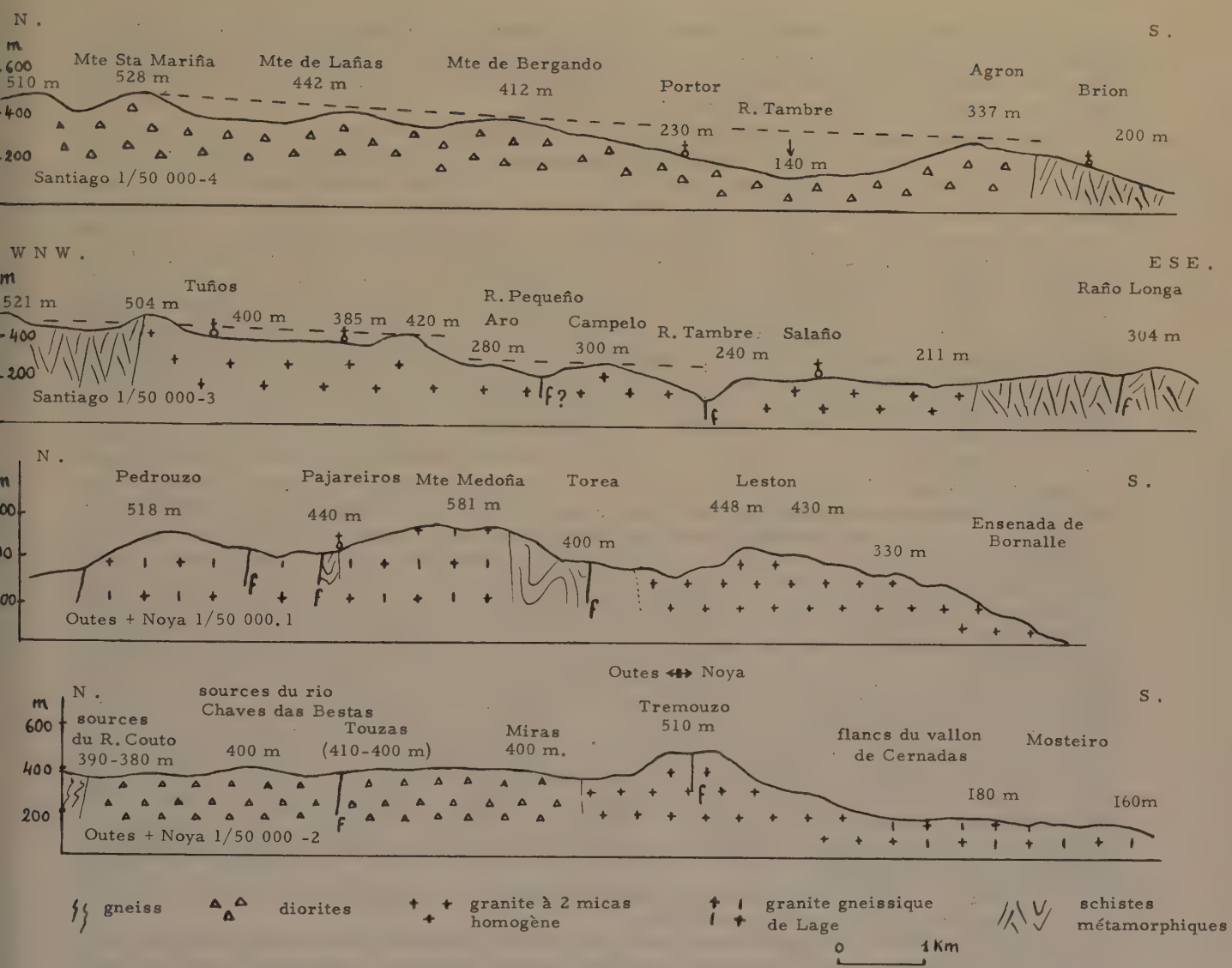


Fig. 37

en effet un reste d'aplanissement porté à 500-520 m dont les pointes avancent jusqu'à 1,5-2 km du fleuve (1). Ce sont les témoins septentrionaux d'un élément de surface d'érosion bien plus étendu qui sera examiné plus loin (III[e] Partie, Chap. III § 3*a*). Les mêmes altitudes existent bien sur le bloc de la cuvette del Corzan, mais plus loin du Tambre, aux abords du rio de Doñas (v. p. 150). De chaque côté de la vallée, s'étendent des altitudes de 400-440 m, y compris sur la face septentrionale du Mte Castoira où des épaulements d'un kilomètre d'ampleur sont incontestables. Cela démontre à nouveau qu'après des mouvements différentiels du socle à l'Eogène, l'aplanissement aquitanien a mordu largement sur les éléments d'une surface plus ancienne (nous la supposons éogène d'après ce qui précède) et que c'est sur son niveau que s'est installée la vallée du Tambre. Lors des mouvements miocènes, le relèvement du socle s'est marqué par le dégagement d'une bande de hauteurs méridienne. Celle-ci prend toute sa valeur lorsqu'on

(1) Coto das Pedriñas, Mte de Vilardante.

considère l'importance des gorges épigéniques que le fleuve est contraint de réaliser, et lorsqu'on examine ce qu'il est advenu du socle plus à l'Ouest : après une coupure en partie lithologique à hauteur de Noya vont apparaître des compartiments orientés différemment et considérablement plus dénivelés (sierra de Barbanza, ria de Noya).

Ainsi, comme l'ont montré déjà P. Birot et L. Solé (1) le Tambre doit bien, dans son cours inférieur, franchir un horst complexe, relevé par rapport aux altitudes occupées par les surfaces éo-oligocènes du bassin d'Ordenès. Mais nous constatons, contrairement à ce que pensaient ces auteurs, qu'il existe bien, emboîtés, plusieurs éléments de surfaces; et que la zone relevée en « horst littoral » s'étend en fait du Castoira à l'Espiñeira, du rio de Doñas aux abords du bassin du rio Lenguelle, soit sur une largeur de vingt kilomètres. Dans le détail, il n'y a pas un basculement général vers l'Est, ni un jeu différentiel de compartiments, en dehors de ce qui a dû se passer avant l'Aquitanien et réserve faite du comportement des derniers horsts au cours du Miocène. On va y revenir. Il s'est réalisé par contre une exploitation importante des zones de fractures, une utilisation plus ou moins fidèle des données lithologiques d'une part lors de la phase d'aplanissement tortonienne, d'autre part lors des périodes d'érosion fluviale. C'est la combinaison de ces faits qui rend originale la marge Sud des plateaux galiciens de l'Ouest, du moins par rapport à l'avant-pays septentrional.

Il faut considérer encore un instant le cadre du tronçon terminal du Tambre, pour souligner d'abord combien la proximité du niveau de base y a permis la mise en valeur des faits lithologiques ou des cassures du socle (2). Pour rappeler que là le profil en long du cours d'eau dessine une convexité accusée, encore toute proche du fond de la ria de Noya. Pour observer aussi que *l'épicycle tortonien ne s'y est pas développé alors qu'on approche de la ria de Noya. Apparemment, cela signifie que, dans le courant du Miocène ,les derniers horsts se sont soulevés de façon plus continue* que ceux qui sont situés plus à l'intérieur des terres. Nous devrons en effet admettre que la sierra de Barbanza — et par conséquent la dépression où s'est logée la ria de Noya — existaient déjà (v. plus loin), et que la région de Santiago et du sillon méridien au Sud de los Angeles et Bertamirans fut retouchée amplement par la phase d'érosion miocène. Or, le Tambre ne s'est pas détourné vers ces régions. C'est donc qu'au Tortonien existait tout de même vers l'aval une auge étroite aujourd'hui défoncée. A moins que l'essentiel des altitudes ne fût acquis depuis le Miocène ? Nous rejetons cette dernière éventualité pour les raisons suivantes :

— il y a égalité des altitudes de 500-520 m entre le Mte Castoira et l'Espiñeira, et des altitudes voisines de 400 m sur l'ensemble des autres éléments de plateau qui les relient ou les environnent. Or, le massif de l'Espiñeira a laissé place à l'épicycle tortonien. Ce serait bien un hasard que deux blocs soulevés selon des rythmes différents se retrouvent avec des altitudes et une topographie comparables.

— l'ampleur relative des mouvements ponto-pliocènes n'a atteint nulle part en Galice plus de 300 m (par rapport au niveau actuel de la mer).

— enfin, les versants de cette bande externe de hautes terres ne montrent pas une fraîcheur plus grande qu'ailleurs. Nous pouvons par contre admettre qu'elle est traversée par une auge relativement resserrée (les cotes de 400 m sont distantes de 2 km de chaque côté du Tambre, et celles de 300 m de 1 km; la gorge terminale du fleuve est surtout encaissée dans les 200 derniers mètres) (cf. photographie 62/2/2, planche VII). Son étroitesse serait seulement le témoignage d'une tendance positive au soulèvement plus étalée au cours du Miocène. Elle pourrait être liée aussi à des faits d'ordre lithologique révélés par la gorge actuelle. La zone de pente maximum dans le profil en long du cours d'eau est localisée dans une bande de près de 3 km de large de granite grenu homogène donnant des versants multiconvexes à grandes dalles nues. Ainsi, plutôt que dû à des mouvements tectoniques tardifs, le perchement du Tambre à faible distance du niveau de base nous semble associé à cette donnée lithologique. En cela, Tambre et Jallas ont un point commun supplémentaire.

(1) P. Birot et L. Solé (57), p. 55.

(2) Les failles NW-SE orthogonales à la vallée du Tambre ont localisé des vallons profondément inscrits (A° de Jallas, A° de Vilardante, A° de las Vaquerizas); certains pourtant n'ont pas encore pu se raccorder convenablement au rio principal. Les contours du Coto de Pedriñas, au Sud, le cours inférieur du rio de Corzan au Nord, sont calqués sur un contact entre gneiss migmatitiques et granites de Lage peu ou non orienté.

C. — LES MARGES SUD-OCCIDENTALES (1)

Au delà du cours du Tambre, la limite des éléments aplanis et gauchis de la « Cuenca » du Jallas devient très indentée et irrégulière, comme on l'a vu (cf. p. 149 à 152). Elle se situe à environ 5-7 km des rives de la ria de Noya, laissant place à une zone de transition d'allure complexe. Aucun trait ne permet d'y voir une retombée, ou un plan incliné vers le Sud, d'une masse de plateaux ayant subi une déformation en creux préfigurant la ria. Celle-ci et ses marges nord sont bien une zone de modification dans le style tectonique. Au Sud, la Sierra de Barbanza inaugure majestueusement la série des grands horsts bien circonscrits avançant leurs surfaces de plateaux entre les bras de mer des Rias Bajas; et sa topographie (voir. p. 275) n'offre rien de commun avec les marges septentrionales de la ria de Noya, dessinées pourtant en plusieurs points dans des roches similaires. L'intérêt de la zone de transition envisagée ici s'en trouve accru. Malheureusement, son hétérogénéité nous enlève tout espoir de percevoir les modalités de ce changement. Du moins, il reste utile de lire dans ses paysages les incidences de la lithologie, et la trace des limites atteintes actuellement par l'érosion régressive.

Un premier domaine est constitué par la *dépression d'Outès,* zone de convergence hydrographique issue de la rencontre des fractures que jalonnent les rios Santa-Baya et de Doñas. Elle se développe en contrebas des Montes de Villar-Cabanamouro (granite gneissique de Lage), de l'Albarisa (granite grenu), et du rebord de la conque de Chaves (gneiss compacts). Partout, les reliefs tombent sur cette zone basse très ouverte avec des pentes longues et continues sur 100 à 300 m de dénivellation; 8 à 12° sont des valeurs de pentes très courantes. La remontée des vagues d'érosion regressive, dans ces conditions, est étroitement fonction de la lithologie et des cassures. Les rios non favorisés restent courts et tendus. Tel le rio de Porto-Mourelo, que ne guide aucune faille, et dont le cours supérieur se situe dans des granites de deux micas; le rentrant qu'il a pu ouvrir dans des reliefs de 440-400 m encaissants ne dépasse pas un kilomètre. Au contraire, l'érosion régressive le long du rio Santa-Baya a ouvert un couloir dans lequel les cotes de 200 m pénètrent à plus de 2,600 km vers l'intérieur des plateaux, à l'amont d'une ligne Lucil-Banzas. La courbe de 200 m s'éloigne ainsi de 7,500 km de la ria de Noya. Dans ce cas précis ont joué conjointement une fracture importante, et la présence d'une bande de schistes à biotite.

Le détail de la topographie de la dépression est donc directement lié à la capacité d'affouillement des cours d'eau. Deux bandes de terrains localisent des zones évasées et basses : les schistes à biotite dont nous venons de parler, et une plus courte bande de schistes migmatitiques (où s'est fixé le cours inférieur du rio de Doñas). Il y a cependant encore place pour l'affleurement de gneiss à grain grossier, assez homogènes et résistants; ceux-ci déterminent des paysages de collines et d'éperons non négligeables, notamment sur le rebord occidental proche d'Outès et dans l'interfluve qui sépare les rios Santa-Baya - Tinès et de Doñas. On pourrait s'attendre à ce que les secteurs médiocrement sculptés par les rivières, ou les bandes de roches dures, aient gardé la trace de l'épicycle tortonien, rencontré dans les pays voisins du Tambre inférieur. Il n'en est rien. Souvent, les profils des pentes principales comportent bien, après une partie supérieure à inclinaison sensible, le passage à des plans ou éperons subhorizontaux; mais leurs cotes ne sont pas comparables entre elles (ici 220-200 m, là 160-120 m). Toutefois il ne faut pas négliger

(1) Un tout récent travail vient de préciser la géologie des terrains de cette marge Sud des plateaux : H. G. Avé Lallemant : Petrology, petro-fabrics, and structural geology of the Sierra de Outes-Muros region (prov. La Coruña, Spain) *in Leidse Geolog. Meded.* Dl. 33, 1965, p. 147-175. Le lecteur y trouvera une carte géologique détaillée au 1/25 000, et une riche analyse pétrographique des terrains. L'examen précis des structures conduit l'auteur à reconstituer l'histoire hercynienne des roches, et à constater un léger décrochement de celles-ci entre les deux rives de la ria de Noya dont la forme pourrait, selon lui, s'expliquer par des failles.

l'indice fourni par le rio de Doñas. D'abord guidé par une fracture majeure jusqu'à Buistre, il se détourne de l'accident à cet endroit, le laissant à un autre rio (rio del Rial) pour suivre un contact lithologique dont le tracé recoupe à la perpendiculaire un promontoire Sud-Ouest du Mte Villar - Bella, étiré entre les altitudes de 340 et 220 m. Le rio aujourd'hui s'encaisse sensiblement dans ce relief, alors que le court rio del Rial bénéficie d'une vallée évasée. Aurait-il existé, à un moment donné, en contrebas des horsts, un aplanissement partiel ayant nivelé faille et contact ? La question reste posée.

Le même secteur de Buistre permet d'aborder un autre trait de la morphologie. Le col qui sépare aujourd'hui les deux rios précités cote 131 m. Or, il se situe dans un domaine où s'étendent de très *beaux glacis* partant de Knicks sur le flanc de l'Albarisa surtout (1). S'ils sont de la même génération — Quaternaire ancien — que les autres formes similaires, on devra admettre que l'encaissement des cours d'eau était déjà bien avancé alors (2). Ces glacis, comme tous ceux qui frangent l'Albarisa ou le rebord oriental de la cuvette de Chaves, donnent encore la preuve que le recul des versants s'est fait surtout par la conjonction de l'altération et du ruissellement. C'est par leur intermédiaire que les reliefs principaux doivent de se calquer assez bien sur la lithologie; leur action fut efficace dans les schistes à biotite, les gneiss lorsque ceux-ci étaient lardés de filons basiques, ou les schistes migmatitiques. Le reste de l'évolution du relief est peu perceptible : encaissement très modéré des cours d'eau en contrebas des glacis, colluvionnement au bas des pentes, sur les schistes surtout.

Un *second domaine* lui succède à l'Ouest, *tout en saillants*, cette fois. Entre la dépression d'Outes, et l'anse de Bornalle (9 km) s'alignent du N-NW au S-SE :

— le dos oblong de Maledo (450 m). C'est une apophyse des plateaux bordiers de la conque de Chaves; son profil s'abaisse nettement vers le Sud de 450 à 360 m avec une pente de 5 %;

— coupé de ce relief par la vallée du rio de Bendimon, le Mte Tremuzo dresse à plus de 500 m ses trois sommets de granite grenu homogène au-dessus du plateau de Chaves, étendu lui-même sur les diorites au Nord, et d'une zone de granite gneissique au Sud;

— enfin le Massif du Pando - Pedregal, lui aussi lié étroitement à la lithologie (granite intrusif à biotite), donne une topographie très différente, plus heurtée et bien reconnaissable sur photographie aérienne. Mais là le relief subit la marque de fractures qui transforment les effets de l'érosion différentielle. En sorte que le batholite, presque circulaire, donne en fait naissance à des reliefs alignés, se prolongeant dans les autres roches encaissantes (gneiss grossier ou œillé).

Il ne peut pas être question, dans ces conditions, de préciser les modalités du passage des plateaux à la zone ennoyée. Le Mte Tremuzo a l'allure d'un Inselberg sur la surface aquitamienne (3); or, son sommet le plus méridional s'avance jusqu'à 2,800 km de la ria et ses pentes, avec des replats cotés 260, 340 m et 240 m, enregistrent davantage le passage à un granite gneissique qu'un emboîtement de niveaux (*v. profil Outes 6, fig. 37*). Quant au Massif du Pando-Pedregal, il comporte essentiellement des crêtes voisines de 320-360 m soit 80 à 100 m en contrebas de la cuenca de Chaves, mais qui se poursuivent en direction du Sud sur 3 km. Leur subégalité d'ensemble ne doit cependant pas faire illusion; en fait le massif est haché de diaclases et petites fractures (4), en fonction desquelles se dessinent plusieurs coupoles granitiques d'aspect parfois ruiniforme. La retombée méridionale des reliefs d'El Pedregal est associée à un changement de roches, comme pour le Tremuzo. Mais du fait que les terrains sont différents dans ces deux cas, les altitudes ne se modifient pas de la même manière et aucune confrontation n'est possible. En outre, en ce qui concerne l'action des cours d'eau, nous retrouvons la même progression, inégale, du creusement selon qu'interviennent ou non les fractures. Ainsi les rios Mayor et Cernadas ou les A^{os} San Lorenzo et de Arestiño, exploitant des failles subméridiennes,

(1) Ils sont bien dessinés notamment à Gende, Canle et Dis.

(2) Le rio de Doñas coulant, au pied de ce col à 90-95 m environ, l'affouillement récent s'évaluerait à 35-40 m dans le cas précis de ce cours d'eau.

(3) Il dérive peut être de la surface supérieure éogène; rien ne permet d'en juger.

(4) Les plus denses ont une orientation NW-SE (N 120-130° E); cette direction interfère avec deux autres systèmes de diaclases (N 10° 20 E, et plus rarement N 70° E).

peuvent faire remonter des cotes de 100 m à 3 km, parfois même 4,500 km des rivages. Entre elles, la courbe de 100 m s'approche à moins de 800 m des côtes.

Aussi ce secteur montueux, indenté par des cassures et personnalisé par la mise en valeur d'intrusions granitiques, brouille l'appréciation de la nature des rapports entre le domaine des plateaux d'érosion tertiaires et celui de la ria. De plus, du fait de sa juxtaposition à l'alvéole d'Outes, il n'existe pas un axe de hautes terres parallèle à l'axe de la ria mais un dispositif en dent de scie qui contraste avec la régulière massivité de la Sierra de Barbanza sur l'autre rive du bras de mer.

La partie la plus occidentale est, une fois encore, très hétérogène. Le tracé de la côte le montre assez bien, qui voit alterner le bastion de Muros, le vaste rentrant de Carnota, et le saillant du Pindo. La configuration du littoral sera étudiée plus loin (p. 341 et seq.). Ce que nous cherchons à lire ici, c'est la manière selon laquelle est assurée la transition jusqu'à la côte. Nous observons à ce sujet plusieurs formes de passage. Il faut tout d'abord rappeler que la Cuenca du Jallas est verrouillée au SW par des « Inselgebirge » : l'Alto ou Loma de la Estivada (1) (571 m) d'une part, dont la masse se profile sur des échines de 500 m et un plateau dont les altitudes se maintiennent autour de 420 m (Espesante, *cf. coupe Outès 4, fig. 33*), et le massif de la Ruña d'autre part, culminant à 620 m au-dessus d'éléments aplanis vers 550-520 m et d'étendues plus vastes autour de 400 m. Cette ligne de faîte, orientée presque Sud-Nord, devrait comporter une retombée en pentes douces vers l'Ouest et le Sud-Ouest, éventuellement avec des emboîtements correspondant à ceux de la Cuenca de Jallas. En fait seuls les terrains avançant entre le littoral occidental et la ria de Noya présentent cette disposition. Le Mte Medoña est un peu une réplique de la Estivada, dont il est d'ailleurs proche (moins de 2 km); il culmine à 581-560 m sous forme de deux coupoles voisines. Mais il s'agit surtout d'une échine étroite quoique assez continue, que l'on peut suivre sur 5 km en direction du S-SW (Montevos, la Forcada), légèrement inclinée de 530 à 460 m. Au delà d'un col abaissé à 310 m (le Puerto Ventosa), son prolongement va former dans l'arrière-pays de Muros un relief plus ondulé oscillant autour de 350-380 m. Selon toute vraisemblance, on voit là un témoin de la déformation des plateaux d'érosion en direction de la zone littorale (2). Toutefois, leur rebord externe actuel est assez défiguré, et la transition jusqu'aux rivages (2,500 km de largeur) trop complexe pour que puissent être définies les étapes ultérieures qui ont amené la côte à la position qu'elle occupe aujourd'hui.

Au Nord du rentrant de Carnota, le passage des plateaux de 500 m à la zone littorale n'offre rien de semblable. A l'Ouest des sommets culminants, la trame des reliefs garde un moment la trace des aplanissements éogènes déformés jusqu'au pied de la Sierra del Pindo; mais il n'en reste plus que des témoins assez ténus par suite du développement d'un alvéole d'altération, drainé plus ou moins bien par le rio Adraño. Le massif du Pindo, dressant ses sommets de plus de 600 m (La Moa) et la haute vallée du rio Valdebois coupent toute possibilité de suivre ce qui reste des surfaces jusqu'à la côte. Les causes de ces interruptions sont à la fois lithologiques et tectoniques. C'est à elles que nous demanderons d'expliquer l'ouverture du rentrant de Carnota, l'originalité des reliefs du Pindo, et le « saut du Jallas » qui tombe littéralement de 100 m d'altitude dans la mer.

a) Le rentrant de Carnata, large de 4,500 km, éloigne la courbe des 100 m d'altitude à plus de 3 km du rivage alors que celle des 400 m n'en est qu'à 4 km. C'est dire l'aspect impressionnant et brutal du talus qui limite au-dessus de la zone basse la topographie des plateaux. Vu du large, cela donne l'aspect d'un vaste amphithéâtre faiblement concave. La confrontation avec les dernières cartes géologiques parues montre une coïncidence très étroite avec les faits lithologiques. Le talus se place au contact entre des granites intrusifs à biotite à l'Ouest et des granites, orientés ou non orientés, et gneissiques de deux micas. Rarement la différence de résistance entre deux types de roches est aussi nette en Galice ! Mais il est alors curieux qu'un même granite soit le lieu d'une dépression aussi marquée et d'un relief aussi saillant que la Moa.

(1) Elle est constituée de granite gneissique glandulaire leucocrate (deux micas).

(2) Ces échines se développent successivement sur les granites orientés, gneissiques et grenus à peu près perpendiculairement à leurs affleurements. Ce sont donc bien des restes d'aplanissement.

Les cartes dressées par I. Parga (283)-(283 *bis*) ne font pas apparaître de différences au sein du granite du Pindo. Cependant, l'examen de détail nous a permis d'observer une certaine dissemblance à la fois dans la composition minéralogique et dans la densité de la diaclasation. La zone de Carnota est faite de granite où la densité des diaclases est élevée; elle est très bien visible dans les buttes granitiques qui pointent sur les abords de la lagune de Carnota. Leur écartement est inférieur à 2 m, et le plus souvent inférieur à 1 m. D'autre part, il est à peu près certain que des accidents tectoniques ont contribué à réaliser l'alvéole. La vallée supérieure du rio Valdebois, et le talus du Mte Bixadoira (qui ferme la zone lagunaire au NW), nous paraissent dériver de l'exploitation d'une cassure NE-SW. Les cartes géologiques font état d'autres accidents — anciens, puisqu'ils décrochent les bords de l'intrusion granitique — de direction voisine (1). Ces failles paraissent dessiner une sorte d'éventail ouvert vers l'intérieur des terres (orientations N 35°, N 48°, N 57°, N 60°, N 63° E). Un autre système de cassures NW-SE interfère probablement avec elles au N de la dépression si l'on en juge par certains tracés hydrographiques (cf. les A^{os} de Botireiro et de Arindas, affluents du Valdebois). Ainsi, on pourrait être en présence d'une zone d'effondrement complexe dans laquelle a joué en outre le facteur lithologique. D'ailleurs, si l'on considère la topographie sous-marine environnante, l'on constate un encombrement par des hauts fonds que le déblaiement de 400 m de débris sur une surface de plus de 18 km^2 n'aurait pas manqué d'atténuer.

b) Le Massif du Pindo en revanche dresse fièrement ses reliefs décharnés et offre en contraste des paysages « minéraux » âpres et désolés. Le granite intrusif en donne approximativement les limites. Sa diaclasation provoque une décomposition de ses sommets en une succession de « *crestones* » (crêtes) et arêtes coupées plus ou moins abruptement, ce qui leur confère des allures de « Sierras » véritables et engendre à leur pied la constitution de « chaos granitiques ». Ces traits ont déjà été décrits par I. Parga et E. Torre Enciso, qui ont mis l'accent sur les aspects de la disjonction « parallélipipédique » du granite intrusif du Pindo (2).

A notre sens cependant l'accent n'a pas été assez mis sur les particularités pétrographiques de cette roche dans le massif de la Moa, par rapport à la roche de la dépression de Carnota. Nous avons été alerté par la différence flagrante existant entre une analyse pétrographique d'un échantillon provenant de Carnota (kilomètre 23 de la route Muros-Finisterre) et celles que nous possédons du massif du Pindo près d'Ezaro (chutes du Jallas). Ayant eu connaissance de recherches effectuées par des pétrographes néerlandais dans ce secteur, nous avons sollicité de M. E. Den Tex l'accès à leurs résultats (3). Il ressort de leurs études que le *massif du Pindo est un batholite offrant une sorte de « structure en anneau »*, le centre consistant en un granite à deux micas assez altérable — précisément le secteur de Carnota, rio Valdevois — tandis que les parties marginales N et NE sont faites de granite à biotite plus résistant. Le granite du centre, plus jeune, est pétrographiquement le plus différencié. Il est riche en micas (6 à 10 % du volume d'après trois analyses modales au point-counter, tandis que le granite du N et NE est presque dépourvu de mica (1 - 5 %). A l'analyse chimique, ce dernier compte 73 à 75 % de silice, alors que son pourcentage est inférieur à 72 % au centre. Riche en silice, presque hololeucocrate, tel est donc le granite des chutes du Jallas. On trouve là semble-t-il une confirmation du point de vue d'A. Rondeau (4) qui met en relation le degré de résistance des roches cristallines avec leur teneur en silice.

Nous pensons qu'intervient aussi la variation de la part des quartz dans l'explication de l'irrégularité du relief. Primitivement nous croyions qu'une différence systématique existait au sein du batholite. Les études de M. de Graaf conduisent à ne pas généraliser. Du moins, nous avons constaté que tous les échantillons pris dans l'environnement des chutes du Jallas comprenaient de 30 à 50 % au moins de quartz. Cela nous semble être une donnée importante pour

(1) Carte géologique au 1/50 000 Outes n° 93; cartes d'I. Parga (**383**) et (**383 bis**).

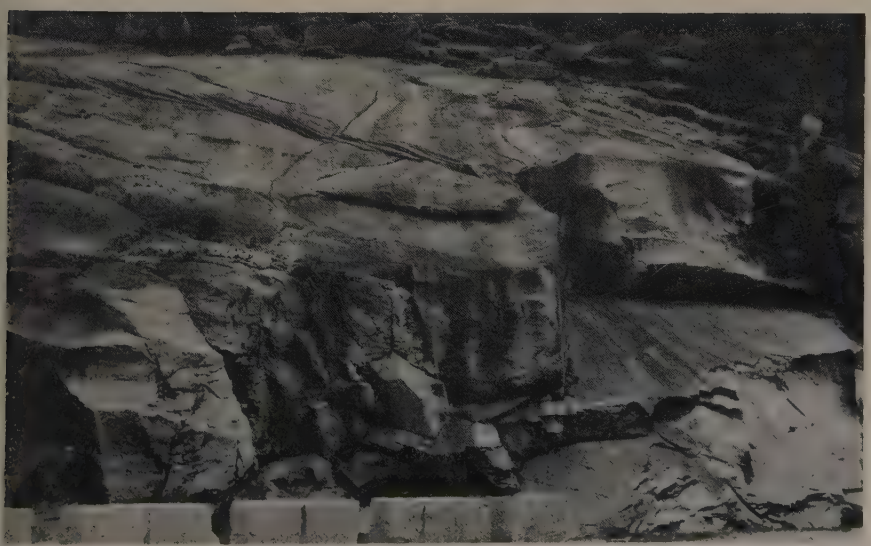
(2) I. Parga Pondal et E. Torre Enciso (**390**), p. 11 à 17.

(3) Il s'agit de la thèse de diplôme de W.P.F.H. de Graaf, dont M. E. Den Tex a bien voulu nous écrire les principales conclusions, et extraire pour nous des analyses-types, qui figurent dans notre tableau XIV. Cette thèse, soutenue en 1962, n'est pas publiée. Nous remercions ici MM. Den Tex et de Graaf de leur obligeance et de leur amabilité à notre égard.

(4) A. Rondeau (**425**) et (**428**) (*passim*).

Gorges du Tambre inférieur
en secteur de granite grenu homogène. Versants à dalles nues, offrant un aspect d'auge dans leur partie supérieure. (Vue du kilomètre 2 de la route d'accès au barrage sur le Tambre à partir de Noya).

Vue d'ensemble sur le *Massif du Pindo*. Relief heurté, versants dénudés, fragmentation par les diaclases verticales.



Massif du Pindo.
Détail d'une partie de versant. On remarquera la superposition de dalles à surfaces courbes, coupées de diaclases verticales espacées.

comprendre la considérable résistance du granite à l'érosion linéaire du rio Jallas. (Les cristaux sont trop craquelés cependant pour que puisse se reconnaître leur nature xénomorphe ou automorphe. Ils ont généralement des contours dentelliformes, parfois sinueux, mais on ne peut discerner nettement s'ils avaient ou non avant fragmentation, la forme granulaire ou hexagonale des quartz automorphes).

Le tableau XIV rassemble les résultats des diverses analyses ayant été effectuées sur les roches de ce batholite, du point de vue pétrographique et chimique. Il fait également état d'études de porosité qui ont été réalisées sur le seul granite d'Ezaro. Le fait curieux est de constater que cette roche résistante est susceptible d'être assez poreuse. La porosité totale (au porosimètre à mercure) s'établit à des valeurs moyennes. La meso- et macro-porosité obtenue par la méthode mise au point au C.R.G.P. de Nancy est quant à elle relativement élevée dans les échantillons frais. A l'altération, elle ne s'accroît pas beaucoup, car cette dernière ne paraît pas se marquer fortement chimiquement. Selon nous, cela marque une sorte de *prédisposition de la roche de ce secteur à la désagrégation granulaire, qui doit être plus rapide que l'altération chimique.* L'hydratation, rapide par suite de la porosité initiale, entraîne la dissociation de la roche avant que l'altération n'ait eu le temps d'agir en profondeur. Le ruissellement entraîne les sables car un sol n'a pu se constituer dans ces conditions. Du même coup se justifie le relief heurté du Pindo.

Nous insisterons en outre sur une autre donnée géologique : la disposition des diaclases. Les diaclases subverticales, dans certaines zones, prédominent nettement (1). Leur écartement moyen est alors de l'ordre de 1,50 m (0,80 à 2,50 m). Elles sont recoupées par des fissures mineures obliques, avec plongement vers l'Ouest, assez denses mais peu ouvertes (écartement moyen 0,60 m). Nous pensons que le méandre ultime du Jallas dans sa ria est guidé par des accidents du type diaclase, pouvant éventuellement passer à des véritables cassures. Du moins, ce sont elles qui sont le plus nettement apparentes dans la partie supérieure des reliefs. Mais il y a aussi des diaclases courbes (cf. photo 60/7/5, planche VII) dégagées parfois assez largement pour que le doute ne soit pas permis. Elles apparaissent le plus fréquemment vers le bas des versants, et c'est sur plusieurs d'entre elles que « glisse » le Jallas dans sa chute si remarquable au fond de la ria de Ezaro. Des diaclases verticales peuvent fragmenter sans effet notable la masse du granite alors particulièrement compact et résistant.

Telles du moins nous paraissent se justifier le mieux les causes de ce phénomène que MM. P. Birot et L. Solé attribuent plutôt à des manifestations tectoniques tardives (2). La discussion de ce point sera reprise avec l'étude du littoral (v. p. 341 et seq.). Nous écartons pour l'instant cette éventualité de mouvements récents du socle en fonction des données suivantes :

— Il est probable que des abrupts de failles peu anciennes, dans une roche aussi compacte, auraient été bien conservés. Or, la topographie n'a conservé aucune trace de talus alignés, en dehors de l'accident que jalonne le rio Valdebois au Sud de la Moa. Les versants ne sont pas plus raides pour autant.

— Un élément d'aplanissement à 420 m se développe à cheval sur le granite du batholite et sur les granites d'anatexie voisins; il vient border le « fond » de la dépression de Carnota, environne l'Alto de Adraña (situé déjà dans le granite intrusif) et vient mordre sur 500 m le flanc oriental de la Moa, tout en gardant son altitude initiale. Or, nous sommes là près des sources du rio Valdebois. La faille qu'il exploite a donc été nivelée; le cours d'eau n'a fait qu'affouiller les terrains broyés.

Cela ne signifie pas que nous excluons des perturbations tectoniques récentes. Mais nous pensons qu'elles n'ont eu que des effets mineurs sur le relief et son agencement général. Le « saut du Jallas » n'est pas à nos yeux très différent des rapides du Tambre. Il doit son originalité surtout à la coïncidence d'une zone envahie par la mer et d'une intrusion granitique particulièrement résistante. Nous nous permettrons d'insister aussi sur le rôle probable des dalles courbes favorisant la glissade des eaux, et inhibant l'érosion régressive. Notons encore que, à lire

(1) Leur orientation est presque méridienne (N 190°-N 160°).

(2) P. Birot et L. Solé (57), p. 55 « il serait commode de supposer que l'effondrement du promontoire continental s'est effectué à une date particulièrement récente en face de l'embouchure du Jallas ».

TABLEAU XIV

Caractères du granite du Pindo

1) *Composition minéralogique (en %) :*

Localité	*N°*	*Quartz*	*Micro-cline*	*Plagio-clases*	*Biotite*	*Musco-vite*	*Divers*
Ezaro rive Sud ..	G. 141 (PC)	41,9	28,6	28,7	1	rare	magnétite rare
E. de la Moa	G. 279 (PC)	29,6	30,6	39,7	0	0	sphène, calcite, chlorite
»	G. 292	40	30	20	5	0	
N. Cascade du Jallas	G. 426 (PC)	43	25	30	1	0	
Alto de la Cota ..	G. 427 (PC)	35	28	33	3,5	0	
N-NE	L 1 (PC)	35	37	27	4	0	
»	L 2 (PC)	25	45,1	25,6	3,9	0	0,5 % min. access.
Caneliñas	G 140	29,6	27,5	37,9	5	0	sphène, apatite
Centre	L 3	41,6	41,6	11	1,7	4,1	
»	L 4	24,8	36,3	28,9	3,1	6,3	0,5 % min. access.
Carnota km 23 ...	G 273	16,5	54	20	4	5,4	

2) *Composition chimique (en %) :*

Localité	*N°*	SiO_2	Al_2O_3	FeO Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	PF (H_2O)	*Total*
Ezaro	G 141	74,5	13,75	1,85	—	0,90	3,45	4,45	0,88	99,90
	G 426	74,20	13,65	1,79	0,50	0,50	4,07	4,76	0,81	100,31
	G 427	72,80	13,35	2,23	0,49	0,94	3,47	4,51	0,81	98,77
NNE	L 5	74,86	13,95	0,64	0,35	0,99	3,88	3,68	0,68	99,96
Caneliñas	G 140	72	14,60	2,35	0,50	1,50	3,45	4,50	0,98	100,07
Centre	L 6	71,8	15,69	0,99	0,34	0,51	3,70	4,63	1,02	99,76

3) *Porosité :*

Localité	*N°*	*Porosité Nancy*	*Porosité totale* Lab. Pr. BIROT	*Observations*
Ezaro	G 141	0,567	3,49	macropores 0,40 micropores 3,09
Ezaro	G 279	0,847		feldspaths kaolinisés cristaux tordus et fissurés
Ezaro	G 426	0,921		nomb. fissures, feldspaths kaolinisés
Ezaro	G 427	1,311		idem.
Caneliñas	G 141	0,515	1,60	nomb. fissures

4) *Fissuration :*

Dans tous les échantillons les quartz sont fortement fissurés. Pour un échantillon-type, le % de quartz fissuré = 100 %; l'indice β = 5,5 (l'ind. β = longueur des fissures mises bout à bout/diam. moyen des quartz considérés).

NOTES :

PC = Analyse modale au point counter. L1, L2, L3, L4, L5 et L6 = échantillons étudiés à Leyden par M. de Graaf.

PF = Perte au feu.

Fig. 38. — Le massif du Pindo.
Fractures et diaclases d'après photo aérienne.

les isobathes, le Jallas a pu, en aval de ses chutes, creuser en période de régression, un lit assez profond dans le même batholite. Les caractères du granite de Carnota se retrouvent peut-être dans la zone aujourd'hui immergée; cela met sans doute mieux en valeur encore le fait lithologique sur lequel nous insistons. Pour le Tambre, la mer et les roches dures sont distantes de quelques kilomètres, et les granites massifs sont un peu moins capables de s'opposer à l'érosion régressive.

Ainsi, la nature des roches, aux effets de plus en plus sensibles chaque fois que l'on va du domaine des plateaux à peine regradés vers leur périphérie, prend ici le premier rôle. Le cas du Massif du Pindo en est probablement la manifestation la plus remarquable. Il ne faut pas cependant l'isoler, au long de ce chapitre, l'on vient de voir combien l'exploitation différentielle des terrains et des zones de broyage caractérise et individualise l'Ouest galicien. L'on a pu remarquer que ce trait était en fait un héritage de la combinaison des climats chauds et humides et de la tendance épirogénique que connut notre région au Miocène. Le Pindo ne paraît pas devoir rester en marge de ce schéma.

Après cette étude des secteurs marginaux des plateaux éogènes, il est temps d'en regrouper les résultats. Le domaine des « cuencas » perchées se trouve limité différemment au Nord et au Sud. Au Nord, il s'individualise d'un avant-pays resté 100-150 m en contrebas; le pays de Bergantiños (Carballo), comme la Tierra de Soneira (Vimianzo), dérivent bien eux aussi des mêmes aplanissements; ils sont seulement été moins relevés, disjoints par des failles, retrouvées en quelques endroits. Cela ne les a pas empêchés de garder quelques témoins des surfaces du Tertiaire inférieur, de connaître la même altération différentielle au cours du Miocène, lorsque la lithologie s'y prêtait (région de Vimianzo). La proximité plus grande du niveau de base en a seulement assuré un meilleur dégagement. La présence du palier tortonien, vers 200 m, est une preuve supplémentaire de notre interprétation; et celle des lignites de Laracha y donne l'indication d'un âge comparable à celui de l'épicycle qui ceinture les hautes terres dans le pays des Mariñas. Les manifestations tectoniques mio-pliocènes apparaissent relativement modérées; on soupçonne surtout, devant la disposition de l'hydrographie en bassins parallèles au front des plateaux et aux côtes actuelles, qu'elles ont réalisé des sortes de « gouttières » reprenant de vieilles fractures hercyniennes en maints endroits.

Au Sud, le rebord de la « cuenca » du Jallas et d'autres cuvettes annexes (Corzan, Chaves) est longé par un fleuve plus important, le Tambre. Pourtant, il n'y a pas ici de domaine surbaissé; le Tambre s'inscrit dans des hautes terres. Le tracé du fleuve apparaît manifestement antécédent au rejeu de compartiments délimités par des failles. Le fait le plus surprenant est que ceux-ci ne soient pas notablement dénivelés les uns par rapport aux autres, et que des raccords avec la zone des cuencas restent aisés à établir. Cela prouve qu'au moins après l'élaboration de la surface aquitanienne, le pays du Tambre a participé du même relèvement d'ensemble de l'Ouest galicien. Mais cette marge Sud s'ouvre davantage dans sa partie méridionale (sur le bassin de Santiago, sur la grande fracture méridienne). Aussi voit-on l'épicycle miocène s'insinuer dans la vallée du Tambre. La lisière sud-occidentale est d'interprétation plus délicate. Les endroits où l'on suspecte un abaissement du profil des plateaux éogènes vers le domaine maritime sont rares; ils alternent avec des secteurs où au contraire les plateaux s'approchent sans déformation tout près des rivages. Des amygdales de roches résistantes, des bandes de terrains au contraire très fragiles ont été mises en valeur par les rivières bénéficiant de la proximité du niveau de base. Si bien que cette bordure est toute en contrastes. Elle est aussi bien pauvre en indices permettant de serrer de près son histoire morphologique. Seul le caractère antécédent du rio Jallas par rapport aux mouvements miocènes est évident, d'une netteté extraordinaire même.

Enfin, les marges des plateaux sont assez pauvres en indices de l'érosion quaternaire. En dehors des côtes, vues ultérieurement, on n'observe guère que le façonnement de glacis réalisés au Quaternaire ancien par ruissellement dans les affleurements de roches les moins résistantes ou fragilisées : mais peu de solifluxion. Les sols renferment même encore dans l'avant-pays septentrional, des éléments provenant des altérites tertiaires.

Décidément, la Galice occidentale doit l'essentiel de ses paysages au modelé de l'époque tertiaire. C'est en cela que son Finisterre se distingue le plus nettement de la Bretagne.

QUATRIÈME PARTIE

RÉDUCTION ET MORCELLEMENT DES PLATEAUX AU SUD DU BASSIN DE TAMBRE

Le voyageur qui, de Santiago, gagne les pays de Galice méridionale, perçoit dans les paysages les effets d'une nuance climatique de plus en plus accusée, grâce à laquelle la vigne, les pins, les eucalyptus succèdent aux rouvres noueux comme aux landes verdoyantes et hautes. Le relief prend une teinte plus dure; la roche pointe plus volontiers au travers d'un tapis végétal moins dense, plus ras et plus vite sec. Souvent, les sommets sont chauves, les versants partiellement dénudés, s'opposant aux bassins hydrographiques fréquemment ouverts en conques de verdure où s'accumulent les hameaux, les champs de maïs et les hautains de vigne.

Le climat, plus contrasté et déjà plus chaud d'une manière générale, n'est pas le seul à provoquer ces traits nouveaux. La topographie est, pour des raisons structurales, bien plus heurtée et divisée. Nous retiendrons parmi ces aspects nouveaux :

1) Un découpage du domaine proche des côtes par les échancrures profondes des rias; le niveau de base s'en trouve reporté à plus de 20 km à l'intérieur des terres, et la mer cerne des blocs de massif ancien de trois côtés; comment dans ces conditions les versants n'y prendraient-ils pas leur valeur maximum ?

2) Les sierras, à l'opposé, lancent vers l'Ouest des apophyses qui apportent des sommets de 700 à 1 000 mètres à moins de 40 km du fond des rias, parfois même à moins de 25 km : la Pena Redonda avec ses 827 m d'altitude s'approche à 40 km de Padron et le San Sebastian (748 m) à une trentaine de kilomètres de cette même localité. Les hautes « terres de Cotobad » entre les rios Lerez et Verdugo, ne sont qu'à 35 km des rias d'Arosa et de Pontevedra, tandis que les avants-postes de la Sierra du Faro de Avion ne sont qu'à 25 km de Vigo (Eira, 885 m) ou à 35 km de Bayona (San Nomedio, 689 m).

3) En troisième lieu, il est évident qu'une dense fracturation affecte l'ensemble des terres comprises entre les sierras et la mer. Un fait primordial est l'importance que prend désormais la cassure méridienne. Les dénivellations qui l'accompagnent dépassent le plus souvent 200 m, certaines avoisinent les 600 m. Sur elle viennent se greffer d'autres accidents, ajoutant à ce couloir Nord-Sud d'autres accidents parallèles, ou d'autres sillons d'orientation SW-NE ou SE-NW.

4) Enfin, l'existence d'un batholite puissant de granite à biotite introduit un élément supplémentaire de diversité dans ces paysages déjà compartimentés, et d'autres roches ici et là bien dégagées ou au contraire évidées ajoutent à la discontinuité des horizons.

Resserrés entre la mer et les sierras, les plateaux cassés par la tectonique et taraudés par l'érosion deviennent difficiles à suivre d'un bassin hydrographique à l'autre, d'un côté du sillon méridien à l'autre. Il est clair que pour s'y reconnaître, l'analyse doit d'abord viser à apprécier l'importance des éléments perturbateurs. C'est donc par les plus généraux d'entre eux que débutera notre examen. Seules les rias, en tant que telles, gagneront à être étudiées dans le cadre de l'ensemble du littoral, objet de notre V^{e} Partie. Ensuite, une fois précisées ces données nouvelles du paysage, il nous faudra en aborder les incidences sur le modelé des plateaux, afin d'en mieux dégager la nature, l'histoire morphologique, et de souligner les originalités locales ou régionales.

CHAPITRE PREMIER

LES DONNÉES NOUVELLES

A. — L'AVANCÉE DES « SIERRAS » VERS L'OUEST

C'est au Sud du rio Ulla que le socle galicien, dans le secteur occidental qui nous occupe, fut porté le plus haut. C'est là aussi que les fracturations qu'il a subies deviennent les plus nettes, et parfois les plus denses. Toutefois, comme ces traits concernent aussi bien les surfaces éogènes que les sierras, on admettra que cela n'explique pas la place remarquable que vont prendre celles-ci désormais dans le paysage. Nous n'avons plus affaire maintenant à un simple alignement de reliefs résiduels; c'est toute l'ossature des bassins fluviaux, grands et moins grands, qui est commandée par la disposition des sierras. Ce sont leurs profils qui, à l'Est du grand sillon méridien de Padron à Tuy, s'imposent et prédominent de quelque côté que l'on cherche l'horizon. Autrement dit, les niveaux d'érosion ne sont plus les uniques éléments fondamentaux des paysages. Au Nord de l'Ulla, les sierras constituaient pour nos investigations une limite aisée à établir. Ici il n'en va plus de même. Et nous avons dû, sous peine de donner à notre étude des contours internes arbitraires, essayer de démêler les traits majeurs de leur disposition; rechercher aussi les rapports entre la masse des sommets résiduels et les aplanissements tertiaires, afin de préciser le degré de solidarité de ces deux familles de formes face à la tectonique néogène.

1) La disposition générale

Jusqu'à l'Ulla, nous n'avions guère rencontré qu'un alignement, grossièrement méridien, de blocs allongés faisant saillie sur les aplanissements éogènes : Loba, Coba de Serpe, Careon. Dans le prolongement de ce dernier, au-delà du fleuve précité, s'égrènent sur 16 km les sommets de la Sierra del Farelo (720-951 m) en un arc légèrement convexe vers le SW, s'étirant jusqu'à avoisiner la vallée du Miño au SE. Aussitôt, le relais est pris par la puissante Sierra del Faro, culminant à 1 177 m; en sorte que la « surface de Chantada » de MM. Birot et L. Solé (57) se trouve sans communication avec les niveaux d'érosion de l'Ouest. Ce n'est que par le couloir de l'Ulla au Nord, et par le bassin du Miño, au Sud, que pourront être tentés des raccords. Mais la Sierra del Faro n'est qu'une branche, longue de 23 km de la Cabeza à la Peña Ventosa et orientée du NE au SW, d'un ample « V » dessiné par les hautes terres. L'autre branche, tout aussi étendue et plus épaisse, forme ce que nous conviendrons d'appeler la « Tierra de Mon-

tes » (1). Elle s'amorce par le bastion avancé du Mte San Sebastian (726 m) et se poursuit jusqu'aux Mtes de Pereiro (803 m) en passant par les lourdes surfaces de Suapica et du Mte Chamor (820-850 m), les pitons trapus du San Benito (1 014 m) et de l'Uceiro (1 003 m). La réunion des deux bandes de reliefs résiduels s'opère au N de Carballino, par l'intermédiaire d'une large masse solidaire de la Sierra del Faro, mais de contours plus flous sauf au SE (Pico Seco, 935 m).

Ainsi, se trouvent séparés de manière bien apparente les bassins hydrographiques de l'Ulla et du Miño, respectivement drainés par l'Arnego, le Deza, et l'Asueiro au N, et par les branches supérieures du rio Avia au Sud. Ces deux vastes conques qui se tournent le dos permettent l'avancée « en coin » des surfaces éogènes dans les régions de Lalin (Valle de Camba et Tierra de Deza) d'une part, et de Carballino (Tierra de Maside) d'autre part.

Du flanc occidental de la Tierra de Montes partent quelques diramations en direction de l'WSW. C'est ainsi que s'individualisent successivement, du Nord au Sud, les bassins de l'Umia, du Lerez, et du Verdugo, qui gagneront chacun une ria différente. Toutefois, les affluents respectifs de ces fleuves réduisent assez vite ces lignes de faîte à l'état de reliefs isolés.

Ce qui l'emporte bientôt, c'est la constitution d'une véritable petite « dorsale » méridienne, longue de 34 km entre les sources du Verdugo et la Cañiza, et poursuivie au-delà du Miño en territoire portugais. L'essentiel en est constitué par la Sierra del Suido, portée à 850-1 060 m, et par la Sierra del Faro de Avion dont le point culminant atteint 1 153 m. Des éléments plus petits, coupés de ces deux masses principales par des fractures, viennent jusqu'au Miño : Chan de Moiras (800 m), Montouto (950 m), Chan do Rey (954 m), San Nomedio (689 m), tandis que vers l'Ouest, verrouillant le Valle de Salvatierra, s'avancent isolés l'Eira (885 m) et le Galleiro (744 m). Comme cette suite de sommets se soude à la Tierra de Montes (Mtes Chan et Castoia : 890 et 950 m), c'est pratiquement tout le secteur compris entre Ulla et Miño — et au-delà — qui se trouve ainsi divisé par des reliefs dont la position est décalée de quelque 30 km par rapport aux sierras précédemment étudiées. Or, Pontevedra ou Redondela ne sont qu'à 20 km environ de la Sierra de Suido ! C'est dire à quel point les plateaux de Galice occidentale vont se trouver réduits dans leur extension.

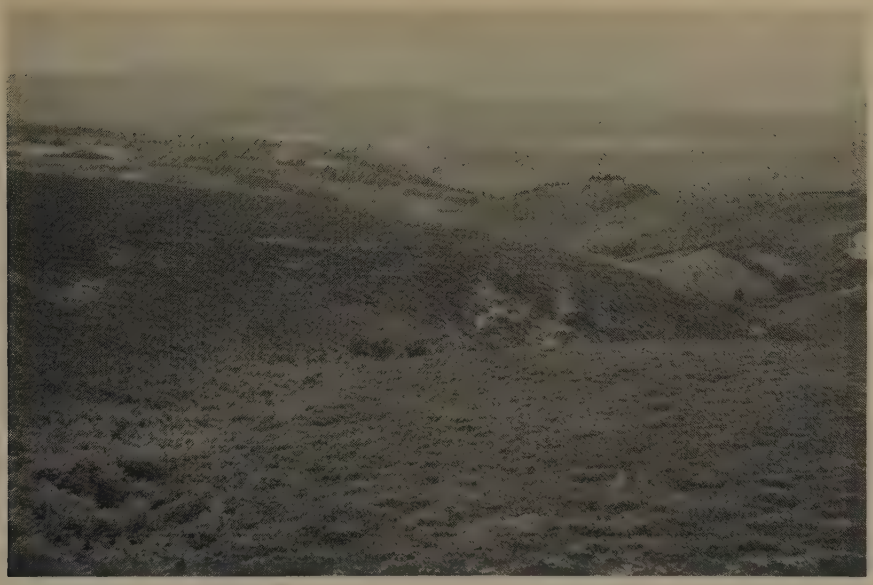
De cette brève présentation, il se dégage pour nous le fait suivant : notre examen se doit d'englober la branche occidentale du « V » indiqué plus haut, puisque les niveaux d'érosion l'encadrent. Nous laisserons par contre hors de notre analyse détaillée les paysages situés à l'Est des Sierras de Suido et de Faro de Avion. Nous nous y contenterons d'un examen sommaire. Son objet sera de suivre le passage de la « surface de Chantada » en direction du Sud-Ouest à la faveur du bassin du Miño, et d'examiner les contours orientaux des compartiments de hautes terres qui nous servent de limites, afin de mieux en discuter l'origine.

2) La diversité topographique des sierras principales

Plus étendus, les reliefs résiduels ne peuvent manquer d'offrir des aspects variés. Nous les avions quittés là où leur nature pouvait se définir ainsi : des blocs soulevés entre des fractures plus ou moins parallèles; pour les plus larges d'entre eux, une surface sommitale dérivée d'un ancien aplanissement, affecté d'une inclinaison variable selon les lieux car les horsts sont basculés, dissymétriques. Qu'en est-il ici ?

L'allure des contours permet de distinguer ici trois catégories : les sierras sans relations directes avec des accidents tectoniques; des horsts plus ou moins parfaits assez nettement circonscrits par des cassures; et des blocs basculés dont l'un des talus doit dériver d'un abrupt de faille, alors que de l'autre côté les limites sont assez mal individualisées. Mais ces traits se com-

(1) Appellation qui lui est donnée sur la carte au 1/100 000 (Mapa de Mando, n° 45. Orense).



« *Surface des sierras* », au col de San Domingo.
L'élément de vieille surface est légèrement disséqué par des rios tributaires du bassin de l'Ulla. Barrant l'horizon, la Sierra del Faro au pied de laquelle s'amorce le « Valle de Camba » (surface supérieure éogène).

Sierra de la Cabeza.
Vue d'ensemble; un col la sépare de la chaîne de la sierra del Faro. Au premier plan, la surface fondamentale (surface supérieure éogène).

binent avec la largeur de la bande de hautes terres. Etroite, elle ne peut plus guère porter de traces de vieille surface; massive et épaisse, elle en a conservé par contre de bien meilleurs vestiges. La hauteur aussi introduit une autre catégorie de nuances. Non la hauteur absolue, qui varie somme toute trop peu (entre 800 et 1 100 m) pour que l'aspect des reliefs soit très différent; mais la hauteur relative par rapport aux niveaux éogènes. Cela commande leur degré de dissection. Enfin la lithologie est un autre facteur de variété des paysages. Nous y rencontrons tantôt le granite grenu à deux micas équigranulaire, tantôt un granite intrusif porphyroïde, tantôt encore les schistes métamorphiques. Comme on le voit, il n'est guère possible de classer en familles simples les divers reliefs résiduels.

La *Sierra del Farelo* se présente comme une succession de reliefs granitiques de forme lourde, à profils convexes. Elle s'amorce au N de la route de Pontevedra à Lugo, par des altitudes de 680-760 m flanquées de tous côtés par les niveaux éogènes. Le profil sommital régulier et peu heurté dérive sans doute d'un ancien aplanissement réduit à une échine étroite. Plus courts, et plus globulaires, les reliefs au Sud du point culminant ont moins bien conservé cet aspect, qui dut cependant être réalisé, notamment sur les sierras de Cantelle et del Salto; comme les altitudes se relèvent progressivement vers le Sud jusqu'à près de 900 m, on peut suspecter un gauchissement, dont nous aurons d'ailleurs un autre indice (v. Chapitre II). Le piton du Farelo, à 951 m, fait saillie de plus de 100 m sur les échines qui l'encadrent. Sans doute était-il déjà résiduel sur cette vieille surface. Les contours de l'ensemble de la Sierra del Farelo ne doivent qu'assez peu à la lithologie. Elle n'est qu'une partie d'un affleurement plus vaste de granite grenu, à deux micas, assez diaclasé. Il y a bien quelques enclaves de gneiss ou schistes métamorphiques qui ont aidé à l'affouillement du relief, mais leurs limites ne coïncident pas avec le rebord de l'échine culminante (1). Le col emprunté par la route de Pontevedra à Lugo (kilomètre 22,5) est lié plus manifestement à la présence de schistes. Cependant c'est un cas bien isolé. La tectonique n'explique pas davantage la disposition de la Sierra. Si elle intervint, son effet a été entièrement défiguré par l'érosion éogène, laquelle s'insinue entre le Salto et le Farelo, ou entre le Farelo et le relief septentrional. En bref, nous avons affaire à un ensemble de formes d'érosion, conservé parce qu'en position d'interfluve entre haut Ulla et rio Arnego, dirigés tous deux vers le Nord après un gauchissement du socle dans cette direction.

De même type semble être la *Sierra de Cabeza,* au Sud de celle de Cantelle. Elle constitue le seuil de partage des eaux entre Arnego et Miño, et son profil est subhorizontal, vers 800-850 m. La *Sierra del Carrio* aussi, plus à l'Ouest, entre rios Deza et Arnego; cette dernière forme une masse presque circulaire à sommet en coupole surbaissée (Pena Redonda). Dans ces deux cas toutefois, la lithologie intervient plus directement dans les contours, au moins partiellement. Le flanc oriental de la Cabeza est schisteux et de ce fait plus net. La Sierra del Carrio, pour sa part, est faite de granite gneissique, cerné au Sud par des gneiss et schistes micacés (Tierra de Deza), à l'Ouest et au Nord par des schistes micacés puis chloriteux (2). Position et résistance des roches expliquent donc conjointement leur origine; leurs contours actuels toutefois restent en partie le fait de l'érosion, en l'espèce le résultat de l'extension des aplanissements éogènes.

Avec *le « V » des hautes terres,* le rôle de la tectonique s'accuse. La *Sierra del Faro* est composée d'un horst central, entre deux failles NE-SW qui se rapprochent vers le bassin de Carballino, et de deux blocs basculés dans sa partie méridionale. Tel paraît être, du moins, l'explication la plus probable de sa configuration. Les deux failles peuvent être déduites du tracé des cours d'eau au SW, et de l'alignement des talus au NE. La plus orientale est jalonnée par le rio Osera, rectiligne sur 10 km; le rebord du Faro sur la surface de Chantada se trouve dans son prolongement; continu sur 7 km, avec un commandement de 300 à 500 m, il n'apparaît festonné que dans le détail alors que rien dans la nature des roches (granitiques) n'explique son tracé d'ensemble. L'accident occidental est presque semblable; au Sud, de part et d'autre d'un col à 760 m vers la Pallota, deux tronçons opposés de cours d'eau signalent la fracture, dont l'effet majeur semble s'être localisé plus au NE, entre les hameaux de Bardelas et de Camba,

(1) La carte d'I. Parga (383) n'en fait pas état. Nous les avons rencontrées pour notre part vers Golada-Ventosa (route de Rodeiro) ainsi que dans la vallée du rio Pequeño (même route).

(2) V. carte de I. Parga (383), et pour la Sierra del Carrio, celle de A. Navarro (344).

sur 7 km. L'alvéole de Carballino, comme le relief dissymétrique du Pico Seco qui tourne son abrupt principal sur cette dépression, nous paraissent originellement dus à des mouvements différentiels au long de ce système de cassures. En outre, si le rio Osera suit bien une faille, l'apophyse de la Pena Ventosa accolée au Sud du Faro serait un autre bloc basculé à partir de cette fracture. Ainsi s'expliquerait que son rebord occidental soit rectiligne, alors que celui de l'Est est festonné et moins élevé. Ici encore, la largeur de la zone faîtière est insuffisante pour qu'une « surface » s'identifie bien. Elle dut pourtant exister car les dénivellations sont assez réduites sur son profil longitudinal (cf. photo 63/10/7, *planche VIII*).

Le revers du Pico Seco et le Mte Bello qui le soude à la Sierra de Faro sont par contre suffisamment étendus pour que s'y reconnaisse l'ancien aplanissement. Il y tronque d'ailleurs le contact schistes-granite sans que la différence lithologique ne se marque autrement que par une dissection un peu plus dense sur les schistes (1). La photo 63/10/7 illustre assez bien ces paysages de la « surface des sommets » dans le secteur du Mte Bello : surface « râclée », sans aspérités notables, couverte par une lande rase; la dissection y dessine des croupes convexes de faible ampleur, car l'érosion régressive ne l'affecte pas encore beaucoup.

Avec la masse de la *Tierra de Montes,* nous avons affaire à une disposition encore différente. Elle surgit d'abord vigoureusement par rapport à la Tierra de Deza et au Valle de Trasdeza. Son rebord reste continu et rectiligne sur 10 km, du NW au SE. Il atteint 450 m de commandement en avant du San Benito, la dénivellation étant encore de 200 m au Coto de Zobra. Or, les rivières qui en descendent ne continuent pas vers le NE, mais une fois arrivées à son pied, le longent chacune sur quelques kilomètres. Il ne peut s'agir d'un contact lithologique; les roches granitiques occupent la partie Nord (Suapica) avec quelques inclusions schisteuses de petite taille, tandis que tout le reste est taillé dans les schistes métamorphiques à direction méridienne [v. carte d'I. Parga-Pondal (383)] avec quelques bancs discontinus de gneiss micacés fins (2). Ses autres limites, septentrionales et occidentales, sont davantage modifiées par l'érosion; et les cassures originelles, s'il y en eut, ne sont plus guère perceptibles. Tout au plus peut-on supposer que les Mtes Chamor et San Sebastian furent eux aussi des horsts (3). Mais la présence des niveaux éogènes dans les rentrants qui correspondent aux fractures exploitées par les cours d'eau, ou sur le flanc des reliefs, montre assez que les limites actuelles ont perdu le contact avec la cause initiale de leur réalisation.

L'examen de l'ensemble des éléments qui constituent la Tierra de Montes ne saurait se faire sans celui des reliefs qui s'y greffent du côté de l'Ouest et du Sud-Ouest. A première vue se dégage une ligne principale de sommets, disposés du NW au SE, en position assez proche du rebord oriental (faillé sans doute). A voir les diramations qui forment les interfluves des rios Umia et Lerez, et leurs altitudes, il naît l'idée d'un abaissement général des pentes vers le Sud-Ouest. En fait, un tel phénomène ne pourrait qu'être local; on passe en effet par transition insensible des 840 m du Suapica aux 710 m du Coto Vello, aux 720 m des Mtes de Lagoa (encore sont-ils dominés par les silhouettes côniques de deux sommets culminant à 770 m). Et à supposer qu'il y ait bien eu un plan incliné à l'Ouest du San Benito, il est bien défoncé aujourd'hui par le système des affluents du Lerez. Si l'on considère cependant la disposition du réseau hydrographique, une telle pente primitive n'aurait rien d'étonnant.

Mais cela reste subordonné à la définition des formes du relief de la Tierra de Montes. Or, sur ce point, bien d'autres incertitudes apparaissent. En premier lieu, l'une d'elles concerne l'existence d'une seule surface sommitale ancienne. L'Uceiro en particulier offre sur 4 km du N

(1) Cette dissection accrue est en fait également explicable par l'abaissement progressif des altitudes vers le NW et par la pénétration de l'érosion régressive des têtes de vallons des systèmes que rassemblent les rios Deza et Arnego. Elle a dû vraisemblablement déjà surbaisser les interfluves dans la zone schisteuse par rapport à la zone sommitale granitique. Les schistes affleurent au N d'une ligne oblique, tirée du kilomètre 14 de la route Lalin-Carballino à Rodeiro en passant par Dozon.

(2) V. carte de F. Navarro, et son commentaire (344).

(3) Au Nord, des accidents NNE-SSW ont dû fixer les cours d'eau Escuadro et Toja, séparant le San Sebastian du Mte Chamor. En outre, dans le prolongement de l'accident limite SE-NW, s'inscrit un col isolant le Chamor des surfaces de Suapica, et plus au NW, se note le rebord méridional du San Sebastian, continu sur 4 km dominant de 30 à 50 m un niveau éogène étendu.

au S une ligne de crêtes comprise entre 950 et 1 000 m, et le sommet du San Benito une autre à la même altitude sur 1,500 km. Il apparaît aussi des échines planes autour de 900 m entre ces deux zones culminantes (Mte Coco) ou développées sur leur flanc (San Benito). Les raccords entre sommets et paliers à 900 m, quand ils existent, sont en pente douce, quoique toujours nette. Trop isolés les uns des autres cependant, on ne peut juger de leurs rapports (1) et il reste possible de les associer. Plus continu, plus fréquent et représenté aussi bien au N (Chamor, Suapica) qu'à l'Ouest (intérieur de la première boucle du Lerez) et qu'au SW et au S où il forme l'interfluve entre le bassin du Castro et celui du rio Asueiro, un niveau à 840-780 m est quant à lui aisément reconnaissable. Il constitue seul la surface du Sorribas, de la Mama, et des Picos blancos, par lesquels la Tierra de Montes se termine sur le bassin de Carballino. Or, nous avons pu vérifier qu'il s'agit bien d'un aplanissement, développé dans les schistes comme dans les granites, et sur lequel subsistent quelques chicots résiduels (tel le Mte Marcofan). Nous voici donc contraint d'envisager au moins deux phases d'aplanissement antérieures à celles de l'Eogène. La question est posée de savoir s'il s'agit d'un phénomène local ou d'un trait relativement fréquent sur les reliefs pré-tertiaires. Celle aussi de leur âge, et qui risque de rester longtemps sans réponse !

Un second point mérite également d'être soulevé. C'est un problème de tracé hydrographique. Le rio Asneiro découpe dans la masse de la Tierra de Montes une gorge impressionnante, de plus de 350 m de creux aux abords du San Benito, de 300-250 m encore tout au long du Mte Uceiro. Le cours d'eau a reculé ses têtes de sources presque jusqu'à traverser de part en part le bloc de hautes terres. Deux branches naissent vers 815 m, l'une distante de moins de 200 m de la source du rio Magros affluent de l'Avia (Las Santas). Le cours est sinueux malgré une direction générale du Sud au Nord. Cela paraît exclure l'aide d'une fracture (2). Comment se fait-il alors que l'Asueiro n'ait pas pris naissance sur le versant Nord de la ligne de faîte San Benito-Uceiro, et une autre rivière en sens inverse sur son versant méridional ? L'explication la plus plausible est qu'il ne se soit installé qu'après le façonnement du niveau de 800 m dont il vient d'être question et qui l'accompagne tantôt d'un côté tantôt de l'autre. D'ailleurs la situation inverse existe à l'Est de l'Uceiro. Le rio Lovagueira naît pour une part au flanc de ce sommet et pour une autre part à moins de 1 km du rebord des hautes terres qui domine le Valle de Trasdeza. Cette fois, le rio coule vers le Sud, encaissé dans le niveau de 800 m du Sorribas. Il semble donc exclu, *a priori,* qu'un gauchissement quelconque de la surface de 800 m ait été réalisé.

Au total, la Tierra de Montes tient du horst par la netteté de ses rebords sur le Valle de Trasdeza et le bassin du Lerez. Mais ce horst est mal individualisé vers le NW et vers le Sud. Au Nord, il devient peut-être un bombement plus large, surtout vers l'Ouest. Au Sud par contre, s'il se détache moins bien, cela est dû à son contact avec la « dorsale » méridienne.

La « dorsale » méridienne appartient à la catégorie des horsts elle aussi, mais il faut s'empresser de dire : des horsts complexes. Car elle en juxtapose plusieurs, de disposition différente, accolés les uns aux autres. En outre la lithologie introduit plus que des nuances dans leur aspect. Les cas les plus simples se rencontrent *entre Lerez et Verdugo.* Des fractures NNE-SSW, parallèles sur 10 à 16 km, individualisent plusieurs éléments. De part et d'autre d'une ligne Cerdedo-Loureiro, qui correspond à une cassure ayant fixé des tronçons de six cours d'eau différents (3), se rencontrent plusieurs reliefs résiduels. Au NW, deux pitons, la Poza (693 m) et le Coirego (773 m), dominent un socle dont l'altitude moyenne est de 580-640 m (N de Carballedo). Les limites nord-orientales en sont données par une fracture secondaire qu'utilise le rio de Cabaleiros, affluent du Lerez. Cela isole au N de Corredoira-Casal la coupole lourde et trapue du Mte

(1) Le San Benito peut être un relief résiduel sur un niveau de 900 m, lequel pourrait avoir été porté à 950-980 m dans l'Uceiro par exemple.

(2) Il y a bien, parallèle à ce cours d'eau dans la montagne, une pegmatite minéralisée. Mais elle est sans répercussion sur le relief. L'Asueiro en recoupe par ailleurs une autre, SE-NW qui n'a pas davantage de répercussion topographique.

(3) Bel exemple de preuve morphologique d'un accident [type 2 de M. Feio et R. Soares de Brito (143)]. Il y a en outre des indices géologiques, sous la forme de sources d'eaux minero-médicinales, cf. J. M. Lopez de Azcona (289), carte.

Chaira, dont les sommets ont 680-690 m. On notera encore, dans ces deux cas, l'extension de surfaces à 520-560 m sur une partie de ces compartiments. Entre l'accident Cerdedo-Loureiro et celui que révèlent les tracés des rios Barbeira et del Seijo, la Costa dos Cotos et le Mte Cabeiro au Sud de Caroy-Graña offrent un profil plus allongé, subhorizontal vers 700 m pendant 3 km. A ses extrémités comme sur son flanc occidental, encore des épaulements à 580-640 m. Au Nord de Caroy-Graña, réduit par le rapprochement des cassures (1), c'est une échine oblongue culminant à 720 m qui apparaît résiduelle sur un élément de plateau coté 620 m. Tous ces paysages se réalisent dans le granite à deux micas, la lithologie — en l'espèce des passées schisteuses — n'intervenant que pour justifier les couloirs presque perpendiculaires aux accidents qui divisent en deux les reliefs de chaque compartiment (2). Les vallées de fracture, profondément encaissées ($>$ 200 m), ont des versants raides — de l'ordre de 28-30°. Cette vigoureuse entaille contraste avec la forme usée des « ballons » résiduels et la régularité des surfaces tertiaires étalées à leurs pieds.

A l'Est des sillons du Barbeira et de l'A° del Seijo, c'est le bloc résiduel lui-même qui présente un niveau d'érosion ancien remarquablement conservé. Une légère pente, au long de ses 8 km, conduit des 1 015 m de l'Outeiro do Coto aux 900 m de la Sierra del Cando, en passant par les Mtes del Seijo et Santa Mariña (cf. fig. 50). Ce bloc soulevé est limité aussi à l'Est par des vallées de fracture (rio Verdugo et A° de Alfonsin). Quoique moins continues et recoupées par des accidents presque méridiens (N 5 à 15° W), elles n'en ont pas moins provoqué l'individualisation de ce bloc par rapport à la Sierra del Suido d'une part, au Mte Chan d'autre part (v. profil Puente-Caldelas I, *fig. 50*).

Avec la *Sierra del Suido* (v. profils *planche Hors Texte n° 11*), la disposition se complique. Pour simplifier, on peut comparer les contours de ce bloc à ceux d'un losange. Le côté NW est souligné par la vallée du Verdugo, entre Formigueira et Seijido, dont il vient d'être question. L'existence de la vallée de fracture du rio de las Ermitas (Gende - Eido) dans le prolongement de ce tronçon vers le SW confirme bien le rôle de la tectonique de ce côté (3). La limite NE, sans être soulignée par l'hydrographie de façon indubitable, est très certainement due à une faille : sur 3,500 km, le rebord du Mte Xesta Vella domine le bassin supérieur du rio Doade de quelque 180-200 m. Au delà vers le SE, le talus est moins rectiligne, échancré par le rio de Couso (4). Néanmoins, le front de la Pena Grande est dans le même alignement sur 2 km environ. Le côté SE du losange est donné par le tracé du cours supérieur du rio Avia : il se dirige, 8,5 km durant, du SW au NE, flanqué d'ailleurs par un affluent qui exploite probablement un autre accident de même direction (5). Il en résulte des échancrures profondes de plus de 100 m, et l'individualisation par rapport à la sierra de Avion. Et c'est encore par des cassures en échelon que vers Lage et Pazo se dessine la limite de la sierra del Suido selon une résultante ESE-WNW.

Mais elle se prolonge davantage vers le Sud par une masse importante (Sierra de Vidueros), les deux branches méridionales du losange ne se rejoignant pas. Le tracé des abrupts bordiers dénote alors une légère modification. La direction méridienne tend à s'imposer dans le cours supérieur du rio Tea à l'Est — elle se retrouvera plus au Sud —; elle peut-être suivie, dans les cours opposés des rios de Estacas dirigé vers le Nord, et Alen coulant vers le Sud. Fracture majeure que cette dernière, continue sur 11 km, qui dénivelle le bloc du Mte Eira par rapport à la Sierra, et permet une entaille de 400 à 500 mètres de profondeur le long du rio Alen. La terminaison méridionale de ce bloc alors large de 7 km s'effectue par une série de redans aux

(1) Celle de Cerdedo-Loureiro est N 30° E; celle du Barbeiro - A° del Seijal a une direction N 20° E.

(2) Tel le couloir Loureiro-Carballedo, ou celui qui s'étend de Graña à Casal; une autre enclave schisto-gneissique se marque au NW d'Aguasantas (kilomètres 20-17).

(3) Au long de ce vallon, les diaclases s'ordonnent en deux systèmes : W-E (les plus nombreux) et NNW-SSE, soit en discordance de 65° avec la cassure. Ce dernier réseau comporte, sur ses plans, des traces de stries de friction verticales.

(4) Cette direction n'est pas aberrante; le rio Jiesta, au cœur même de la Sierra, suit un accident parallèle sur 4 km.

(5) Des cassures SW-NE existent également à l'intérieur de la Sierra (le rio Valdhome, et deux tronçons du rio Jiesta les révèlent).

abords du rio Tea. Cette disposition est encore liée à des accidents NNE-SSW, marqués par les rios de Piñeiro et de Portamanco (1).

Le trait majeur de la topographie de la sierra del Suido est à n'en point douter l'extension des horizons réguliers (cf. profil Puenteareas 2, *pl. Hors-Texte n° 11*). A la pointe Nord du « losange » aboutit une longue échine subhorizontale, portée à 900 m, épaulée par deux autres éperons plans de même altitude à l'Ouest et à l'Est (Pena Grande). La partie axiale coïncide avec un filon de pegmatite, mais les excroissances latérales de ce niveau sommital s'étendent l'une sur les granites, l'autre sur les schistes métamorphiques très redressés; ce qui démontre bien qu'il s'agit de restes d'une vieille surface (2). Le secteur central et méridional dépasse 960 - 1 000 m à partir du Mte Puza, le long d'une échine sinueuse méridienne, et sur une diramation vers l'Ouest (Pedra da Letra). Mais on peut hésiter entre l'existence de témoins étagés de deux anciens aplanissements, et l'éventualité d'un seul niveau légèrement plongeant vers le Nord puis vers l'Ouest et portant quelques buttes résiduelles.

Le même caractère de vieille surface s'applique au Coto de Eira (800 - 880 m) détaché de la Sierra de Suido par la faille du rio Alen, ou à la Pedra Longa, au droit du rio de las Ermitas (800 m); ou bien encore aux Mtes de Tilleira, au Sud du rio Tea, qui se maintiennent entre 800 et 840 m, exception faite de deux chicots culminants.

La Sierra del Faro de Avion (profil *pl. hors-texte n° 11*, carte géologique *fig. 39*). Si elle ressemble à celle de Suido par l'importance des cassures limitrophes, elle s'en différencie par sa topographie plus heurtée, et ses altitudes plus irrégulièrement distribuées. Le contour occidental a déjà été indiqué. La haute vallé du Tea, fracture probable, est relayée vers le Sud par un accident méridien légèrement décalé vers l'Ouest et assez court, où se loge le rio de Sutibal (3). Puis c'est le rio Deva, deux kilomètres plus à l'Est, qui jalonne une troisième cassure, encore méridienne, suivie sur 7 km. Il est plus délicat de préciser l'origine du versant oriental. Des accidents Nord-Sud ont bien été repérés dans la vallée inférieure du rio Avia ou sur ses abords (4); si la distance qui les sépare de la Sierra (4 à 6 km) empêche de faire dériver le rebord oriental des reliefs résiduels de leur action directe, du moins peut-on envisager que la dépression découle du jeu de plusieurs failles parallèles (escalier de failles ?). Au Sud, c'est encore sur une cassure que s'arrête la Sierra. La route de Ribadavia à la Cañiza emprunte le couloir qui en résulte, et isole le Mte Chan de Moiras au profil de bloc basculé vers l'Est. Elle n'est pas facile à localiser car des buttes granitiques en accidentent la topographie; mais à Puente de Melon (kilomètre 594,5), on y voit des schistes et des granites imbriqués accompagnés de pegmatites et de lentilles de quartz. Il est probable, dans ces conditions, qu'il s'agisse d'un accident très ancien. Seule la limite Nord doit laisser une assez grande part à la lithologie. Déjà la faille du rio Avia supérieur sert apparemment aussi de contact entre les schistes à l'Ouest et les granites à l'Est : granite grossier à gros feldspaths, donnant de grosses dalles, coupé de diaclases assez espacées. Une zone de schistes réapparaît vers le rio Faloso et explique peut-être l'allure en redans de la sierra dans ce secteur. La procession des pitons acérés au N de la Piedra Sillada, les chaos de boules de la Rameriza, coïncident avec un granite plus fin. Nous allons y revenir. On constate alors que la limite orientale de ces reliefs est encore d'ordre lithologique, le granite redevenant grossier et particulièrement sensible à l'altération aux environs de Faramontoas.

La topographie de la Sierra de Avion, si elle traduit encore une certaine lourdeur et une grande massivité, est bien plus accidentée. On en aura une idée dans les profils : Puenteareas I et 2, *pl. hors-texte n° 11*. Encore l'approche reste-t-elle lointaine. Dans le détail, ce sont des successions de tors et de chaos de boules, comme cela est fréquent en Galice dans les granites intrusifs. En granite grossier, la forme prédominante est l'affleurement de grandes dalles plus

(1) Des indices géologiques complètent la déduction résultant des traits du relief : plans de diaclases recoupés, et, sur le flanc du vallon de Piñeiro, présence d'un filon de quartz parallèle au cours d'eau.

(2) Cf. carte d'I. Parga (**383**).

(3) A nouveau, on a pu y vérifier que les diaclases majeures s'y trouvent recoupées.

(4) Nous avons observé un filon massif de quartz à l'Ouest de l'Avia à proximité de Labosende (kilomètre 1, route de Beariz par Avion). Son orientation est N 15° et sa largeur de 6 à 7 m; une mylonite de 2 m de large se remarque aussi au Sud de Carballeda de Avion (flanc Est du vallon du même nom).

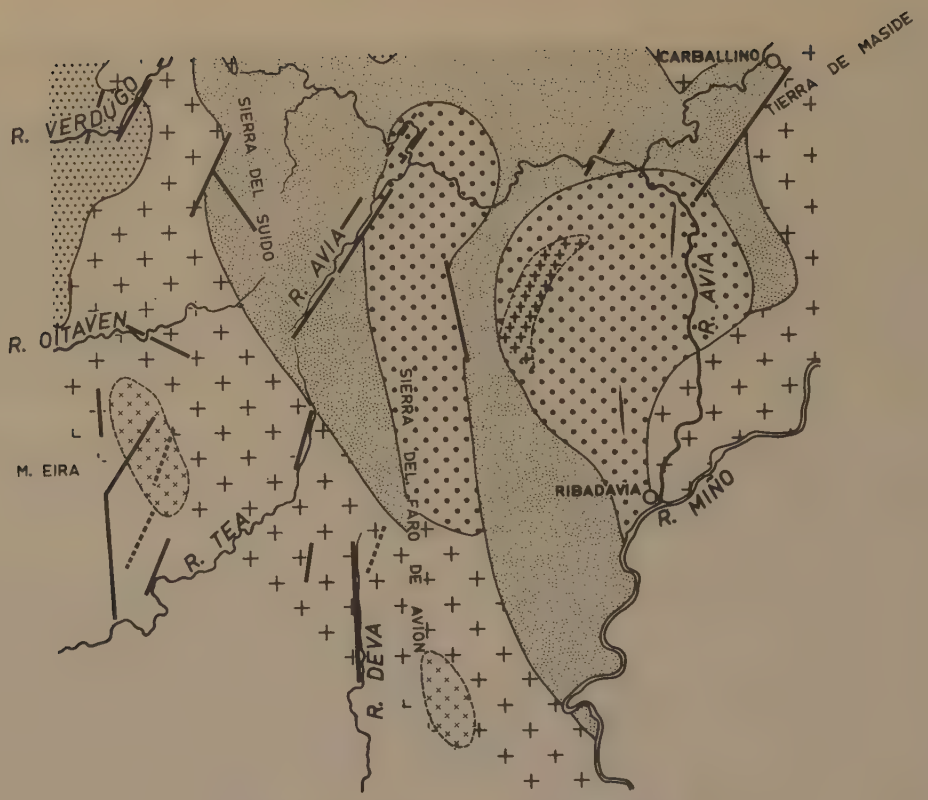


Fig. 39. — Mêmes signes que sur la fig. 11.

ou moins incurvées, et recoupées par des diaclases verticales. Tel le Curro Novo au Nord entre les rios Cubela et Foloso ou le Mte Pedroso aux versants convexes et dénudés que dominent quelques chicots au Sud. Dans le granite fin de la Rameriza, ce sont les chaos de blocs parallélépipédiques où les plans de diaclases se reconnaissent dans leurs contours. Leur taille varie selon la densité des diaclases, comme le montre la photo de la planche IX (1). De tels reliefs nous paraissent dériver d'une crypto-décomposition différentielle, aujourd'hui révélée par l'ablation des débris fins. Les parties schisteuses elles aussi donnent dans les paysages des barres indentées et dégagées à la manière des « *galiñeiros* » ou crêtes de coq déjà rencontrés sur les surfaces d'érosion tertiaires. Elles se prêtent néanmoins mieux que les granites à l'établissement des formes douces, comme sur le flanc Sud-Est du Faro de Avion.

Regroupons les principaux résultats de cette analyse. L'origine tectonique des sierras est presque générale. Mais la morsure des aplanissements tertiaires est inscrite sur beaucoup de leurs flancs. Les accidents qui les ont engendrées sont fréquemment d'origine ancienne, et rien ne peut aider à préciser les moments de leur rejeu. Tout au plus est-on autorisé à affirmer qu'ils se placent avant l'Oligocène. L'existence de deux niveaux de lignes de sommets dans la Sierra del Suido pose le problème des modalités de leur surrection : en une seule fois ? ou avec des phases de remission ? Il est également apparent que la direction des accidents, de méridienne au NW de la Galice, a été modifiée à partir de la gouttière du haut Ulla. Mais alors la masse des reliefs résiduels est devenue plus étalée. Alors qu'il ne reste plus guère de témoins au N de Lalin, au Sud la réunion de la Tierra de Montes à la Sierra del Faro a créé un seuil ancien de grande extension, responsable de l'importance particulière du bassin de l'Ulla par rapport aux autres fleuves côtiers de Galice occidentale. Enfin, progressivement, on voit

(1) Aucune écaille d'exfoliation sur ces blocs, qui paraissent n'avoir subi qu'un déplacement local, en surface, et être « en place » en-dessous des éléments basculés.

à nouveau réapparaître les cassures NNE-SSW passant à N-S, et les sierras, plus uniformément hautes, surgir nettement décalées vers l'Ouest.

Un certain nombre de conséquences en découlent : les contrastes vont s'accuser entre un domaine côtier échancré de grandes rias, et un domaine continental élevé très proche. Les fleuves ne sont plus que des cours d'eau courts et torrentiels, dont le coefficient d'écoulement dépasse 0,60; les coefficients mensuels de débit des saisons extrêmes sont, pour le Lerez, de 0,156 et 2,16, soit un rapport de 1 à 14. Les plateaux se réduisent, bien plus fortement dominés qu'au Nord par des reliefs résiduels. Ceux-ci restent isolés mais ils n'en sont pas moins à la fois plus nombreux, plus étendus et plus hauts. Tout se passe comme si, au Sud du rio Ulla, le socle galicien avait subi une sorte de bombement à axe W-E, avant l'Oligocène : préfiguration de celui qui a permis l'avancée des plateaux vers Finisterre au Nord du Tambre au cours du Miocène. La Galice méridionale s'est trouvée pour sa part affectée de cassures majeures bien plus accentuées dans la seconde moitié du Tertiaire; son secteur occidental, compartimenté et disloqué, prit l'aspect de gradins, dont une partie importante dut s'abîmer dans les flots.

B. — LES RELATIONS ENTRE LES PLATEAUX OCCIDENTAUX ET ORIENTAUX : LE PROBLÈME DES GRANDES ARTÈRES HYDROGRAPHIQUES

(v. fig. 39 et 47 [cartes géolog.] et pl. h.-t. n° 5)

Deux fleuves, l'Ulla et le Miño, sont seuls à franchir les reliefs résiduels d'Est en Ouest tout en établissant leur cours sur les plateaux d'érosion éogènes. Leurs bassins permettent ainsi de voir dans quelles conditions se réalise la filiation entre les surfaces aplanies de Galice orientale et les éléments de plateaux subsistant aux abords des rias. Parti du couloir de Guittiriz, nous avons été entraîné à considérer tel ou tel secteur nivelé comme ayant appartenu aux pédiplaines éogènes. Il est bon, quand l'occasion s'en présente, de vérifier si nos interprétations restent valables. En outre, le moment de l'installation des grandes rivières par rapport au gauchissement des niveaux d'érosion éogènes est à considérer : peut-on parler d'antécédence ? d'adaptation ? Enfin, à défaut de témoignages précis, les rivières majeures peuvent-elles aider à préciser l'époque des derniers épisodes de l'activité épirogénique en Galice intérieure ? Leur contribution, quoique modeste, n'est pas tout à fait négligeable.

1) L'Ulla

Ce fleuve naît sur une ondulation de terrains prolongeant vers 700 m la Sierra del Faro en direction du NE. Ses sources ne se situent qu'à 7,500 km de la vallée du Miño à hauteur de Taboada, à une quinzaine de kilomètres au N de Chantada. De part et d'autre de ce léger relief partent les aplanissements éogènes, vers 650-600 m. A l'Est, la surface de Chantada y a son maximum d'altitude; plongeant doucement vers le N, elle n'a plus que 520 m dans la cuvette de Lugo (1) et c'est à cette altitude que nous l'avons vue s'étendre vers l'Ouest par Guittiriz. A l'Ouest, elle vient heurter la ligne de reliefs des Sierras del Faro et de Farelo, trouve un pasage — qu'empruntent l'Ulla et le Pambre — entre le Caréon et ces reliefs résí-

(1) P. Birot et L. Solé (57), p. 42-44.

duels; puis, adossée à ces mêmes reliefs résiduels, elle prend un nouveau départ pour accompagner le rio Ulla et ses affluents dans leur progression vers le domaine océanique.

La haute vallée de l'Ulla est donc dessinée dans un emboîtement de plateaux à l'E des sierras. Les éléments les plus proches de celles-ci, situés vers 650-600 m, s'inclinent de 2-3° vers le fleuve, à partir d'un knick parfois bien dessiné et souligné par une ligne de sourcins. De ci-de là, des buttes résiduelles s'y rencontrent encore. Des talus assez nets conduisent à un second niveau vers 510-480 m — dans lequel cette fois l'encaissement du fleuve est presque nul. Telle est, sommairement esquissée, la morphologie de « la Ulloa » dénomination locale du bassin supérieur de l'Ulla.

Le passage des surfaces entre le Careon et la Sierra del Farelo est le lieu d'une déformation des plateaux, et d'un encaissement du rio Ulla. La surface, bien dessinée vers 600 m et adossée au bord septentrional de la sierra del Farelo, plonge vers le NW; vers Basadros, les altitudes sont tombées à 520 m, après une distance horizontale de 1,5 km. Au pied d'un talus de 50-60 m de commandement, le niveau inférieur conduit à l'Ulla avec des cotes de 400-360 m. En même temps, sur la rive Nord du fleuve, l'emboîtement des aplanissements, encore perceptible à hauteur des kilomètres 566-567 au pied du Careon (1), disparaît sur son flanc occidental; l'on y voit des surfaces parfaitement planes partir directement de 550-530 m en direction du fleuve, et s'abaisser doucement de chaque côté du rio Seco jusqu'à 380 m. Cela nous mène aux conclusions suivantes : 1) l'Ulla bénéficie d'un col entre les sierras, largement ouvert par les aplanissements éogènes; son tracé a dû en conséquence s'organiser après leur réalisation; 2) le bassin supérieur du fleuve apparaît quelque peu perché par rapport à la zone de convergence des rios Ulla, Seco et Furelos juste en aval du col. De fait, une rupture de pente est encore inscrite à cet endroit dans le profil longitudinal de l'Ulla; l'érosion regressive ne l'a encore fait que médiocrement reculer (secteur du Balneario de Fradegas) (*v. fig. h.-t. n° 9*).

Selon toute vraisemblance, l'Ulla se loge ensuite dans une gouttière tectonique affectant les plateaux éogènes. En effet, la surface qui flanque la Sierra del Farelo à 650 m du côté de l'Est existe aussi à l'Ouest; de même qu'aux abords du seuil séparant les bassins du Deza et de l'Arnego (Valle de Camba) (2). Au long du Valle de Camba, la topographie de plateau est amorcée aux altitudes de 720 m à l'amont (flanc des sierras del Faro et de Farelo vers Rodeiro), puis à des cotes de plus en plus basses vers l'aval : 680 m vers Ventosa, 640 m au droit d'Hermida. De même entre l'Arnego et le Deza, les plateaux se situent vers 650-620 m au Sud de la Sierra del Carrio, tandis que de ses flancs septentrionaux et occidentaux, ne partent plus que des interfluves planes cotés autour de 600 m. Un abaissement progressif vers l'Ulla semble donc évident. De plus, tout le secteur compris entre Cruces et la sierra monoclinale de Orrea paraît affecté de cassures disposées WSW-ENE, et perceptibles sur photos aériennes comme dans le tracé des méandres de l'Arnego ou de ses affluents. La Sierra de Orrea offre un talus de 14° de pente face au Nord, alors que le flanc Sud s'incline de 2-4°. Des accidents doivent exister également plus à l'Ouest, dans l'axe du rio Orza, où J. M. Lopez de Azcona a signalé plusieurs sources sulfureuses (Pazos, Moa, Brea) (3). Le Monte Escurelo que ce rio côtoie présente un versant tourné vers le NW découpé en facettes à partir de l'altitude de 420 m; ces croupes triangulaires, quoique assez fraîches, sont encore devancées d'autres plus basses d'une cinquantaine de mètres. Cette topographie est une présomption de plus pour l'intervention de fractures.

Dans la partie Nord du bassin-versant de l'Ulla, les éléments de surfaces éogènes, un moment confondus, réapparaissent emboîtés au pied du massif résiduel d'El Bocelo. Or, le niveau supérieur s'incline vers le Sud de 560 à 500 m et s'arrête pratiquement à hauteur de la route de Arzua à Mellid; en contrebas, le niveau inférieur part de 420 m et s'étale largement entre les rios Furelos et Boente. Il se raccorde alors à des épaulements courts mais nets de même altitude existant sur l'autre rive (4).

(1) Route de Santiago à Lugo-Madrid.

(2) Ce seuil est dominé épisodiquement par des reliefs résiduels, telle la Sierra del Carrio (Pena Redonda) culminant à 827 m.

(3) J. M. Lopez de Azcona (289).

(4) Cf. vers Basadre, Quinta, Mte de San Silvestre, Costal.

Le cours de l'Ulla apparaît par conséquent installé dans une ondulation des aplanissements éogènes, tout au moins dans une déformation en creux du plus élevé. Il dut se fixer à la limite d'une zone fracturée. Ce n'est qu'une fois franchi le prolongement du seuil entre les rios Arnego et Deza que la vallée de l'Ulla s'épanouit, que le profil longitudinal devient moins tendu, et que l'encadrement prend une disposition plus symétrique. C'est là que nous retrouverons les plateaux ultérieurement (chap. II A de la même partie). Cela revient-il à considérer que l'Ulla ne s'est établi qu'après la déformation des plateaux éogènes ? Le fait que son profil en long enregistre l'effet des gauchissements serait plutôt en faveur d'une antécédence, puisque la lithologie ne peut être jugée responsable des ruptures de pente (1). Jusqu'à plus ample informé, nous considérerons que le fleuve a dû s'organiser sur les niveaux éogènes, dès la fin de la pédiplanation aquitanienne, et fixer son cours à la faveur d'une zone de fragilité dans une gouttière amorcée lors des premiers mouvements miocènes; les plateaux alors inclinés vers elle lui amenèrent les eaux d'affluents provenant des sierras, et des conques que celles-ci encadraient.

La naissance de l'Ulla à l'E des reliefs conduit aussi à se poser le problème d'un éventuel renversement du drainage au détriment du Miño. Nous ne la retenons pas ici pour plusieurs raisons. D'abord parce que le bassin supérieur de l'Ulla communique très largement, accompagné par les plateaux d'érosion, avec le domaine atlantique; parce que d'autre part il n'y a pas d'indice de capture entre ce fleuve et le Miño; parce qu'enfin l'Ulla n'est pas seul à couler de l'E des sierras vers le secteur occidental. Ses deux premiers affluents de rive droite, les rios Boa et Pambre, convergent de façon très « normale » vers lui. Ce doit être la présence d'éléments avancés des reliefs résiduels qui a privé le Miño du drainage d'un secteur de plateaux intérieurs, et attribué « la Ulloa » au domaine hydrographique du versant atlantique.

Nous sommes évidemment assez loin du point de vue de R. Otero Pedrayo : « Pensando como el Ulla joven cruze el eje de la direccion central de las Faridas (Sierras del Faro et Farelo), se piensa en el valor de la erosion remontante y en la vejez de las montañas equilibradas entre las atracciones de diversos niveles de base » (2). Pour nous l'Ulla n'est pas aussi jeune qu'il n'y paraît, ni responsable de la traversée des sierras grâce à l'efficacité de son érosion remontante.

2) Le cas du rio Miño est plus complexe

Son tracé paraît aberrant à plus d'un titre. Né à 40 km du Golfe Cantabrique, enrichi d'affluents dont les sources sont à moins de 30 km de ce niveau de base, il se détourne de son tracé initial vers l'Ouest pour prendre une direction méridienne vers le Sud. Au long des 290 kilomètres de cours qu'il doit alors parcourir encore, il néglige le chapelet des bassins de Sarria, de Bovedo-Rubian, et de Monforte. Il ne gagne le domaine atlantique qu'après avoir traversé la masse de plateaux compacts de Los Peares, puis de Castro de Trelle, et exploité une série de fractures NE-SW et N-S qui, alternativement, le conduisent enfin jusqu'à l'Océan. Par ailleurs, à son confluent avec le rio Sil, on peut se demander lequel de deux cours d'eau doit être considéré comme l'élément directeur : le Sil, long de 228 km, ajoute au Miño un bassin-versant de 7 420 km² alors que le Miño s'étirait jusqu'à ce point sur 161 km, et drainait un bassin de 5 000 km² environ; quant aux débits moyens, ils sont respectivement de 154 m³/sec. pour le Sil, et de 78 m³/sec. pour le Miño (3).

(1) Les zones de pente forte correspondent à des secteurs de lithologie variée, mais assez fragile dans l'ensemble : micaschistes alternant avec schistes sériciteux selon la carte de A. Navarro (**344**), ou schistes sériciteux en affleurement continu.

(2) Otero Pedrayo (**487**), p. 80. « En envisageant comme *le jeune rio Ulla* traverse l'axe de direction centrale de las Faridas, on songe à la *valeur de l'érosion remontante*, et à l'ancienneté des montagnes partagées entre les attractions de plusieurs niveaux de base ».

(3) Selon les données publiées par le Servicio de Obras Hydrolicos del Norte de España; les débits indiqués représentent une moyenne des années 1943/4 à 1947/8.

La « cuenca » du haut Miño, ou *Terra Cha,* est un vaste fragment de surfaces éogènes encerclé de reliefs résiduels. Les eaux proviennent d'abord de l'alignement méridien que forment à l'Est les Sierras Pousadoiro, Meira (890 m), Panda (830 m) et Mirador (1 028 m). S'y ajoutent celles qui descendent des pentes des Sierras Carba et Neda, au Nord. Ce sont elles qui séparent le bassin de Lugo du versant cantabrique. Du Nord-Ouest viennent encore le rio Trimaz, qui relie la cuvette de Roupar à celle du haut Miño, et les rivières issues du flanc oriental de la Sierra de la Loba. Ces dernières drainent (plus ou moins bien) des plateaux que nous considérons, avec P. Birot et L. Solé (57), comme des éléments de la surface principale éogène. On peut en effet penser que la Peña de la Casa, entre les rios Roca et Labrada, tout comme le Mte Cordal que contourne le système des rios Parga et Ladra, sont des reliefs résiduels sur cet aplanissement (1). La partie du bassin de Lugo située à l'Est d'une ligne Villalba-Rabade, dont la planéité autour de 400-420 m est remarquable, nous semble quant à elle correspondre au niveau aquitanien identifié à Roupar. Le rio Trimaz sert d'ailleurs de trait d'union. C'est là que l'imprécision de l'hydrographie est la plus accusée : lagunes, *gandaras,* chenaux multiples des cours d'eau abondent sur cette « Tierra Llana ». Un remblaiement ou un épandage détritique mince ont dû encore contribuer à réduire les dénivellations. Ces dépôts ne peuvent malheureusement guère servir à la reconstruction de l'histoire morphologique (2). Quoiqu'il en soit, ce que reflète à l'évidence la topographie du bassin supérieur du Miño, c'est l'établissement du fleuve dans un paysage directement dérivé des surfaces oligocènes. Il faut une remarquable convergence des eaux aux environs de Rabade pour que le Miño prenne de façon définitive un tracé dirigé vers le Sud. Cette situation a conduit à suggérer un appauvrissement de certains éléments hydrographiques, au NW surtout, par le jeu de captures (3). Eventuellement, le dépôt périglaciaire de Guittiriz (étudié p. 95-96) pourrait en constituer un indice. Nous ne pensons pas toutefois que de tels phénomènes aient eu beaucoup d'envergure.

Le tracé du tronçon moyen et inférieur va nous renseigner quelque peu sur l'installation du fleuve et son histoire. L'encaissement du Miño, la réalisation d'une vallée à dessin net, commencent à s'esquisser entre Rabade et Lugo et surtout en aval de la capitale provinciale. L'aplanissement supérieur éogène occupe maintenant tous les interfluves. Son altitude est de l'ordre de 520-560 m à hauteur de Lugo; elle se relève vers l'Est et le Sud, pour approcher 650-660 m au N du bassin de Sarria. Les sierras reparaissent à faible distance du rio : tels le Monte Picato (1 276 m) ou les Sierras del Paramo (876 m) et de Forcadouro, de part et d'autre du bassin tectonique de Sarria qui s'inscrit dans le niveau d'érosion principal (v. p. 460). Tout cela traduit un relèvement du socle vers le Sud, et il est normal que le « cours s'encaisse et se veuille héroïque » (Otero Pedrayo). Autrement dit, cet enfoncement correspond à une antécédence, déjà soulignée par P. Birot et L. Solé (57), p. 29. En passant, on peut se demander si l'aspect inorganisé du drainage dans la partie amont ne résulte pas, par contre-coup, du relèvement de l'aval. Le domaine plus soulevé de la surface fondamentale occupe ainsi tout le pays de Chantada où l'altitude avoisine 600 m, comme les abords du bassin de Monforte et du couloir de Rubian, et l'environnement de la gorge de Los Peares (700 m environ). Une fois de plus, le Miño passe indifférent à moins de 10 km de l'alvéole tectonique du Monforte dont le plancher n'est qu'à 320-330 m seulement.

Or, les bassins de Sarria et de Monforte sont des lieux d'accumulation de matériel détritique d'âge vraisemblablement miocène (4). Le Miño a par conséquent établi son cours entre l'Aquitanien et les premiers mouvements déformants qui engendrèrent ces dépressions. Son tracé sinueux exclut jusqu'ici l'utilisation d'éventuelles fractures contemporaines de cette tectonique. Mais nous ignorons la date de ces premiers épisodes dans le secteur qui nous occupe; nous savons seulement

(1) Le Mte Cordal coïnciderait avec une intrusion de granite trondhjemitique, cf. carte d'I. Parga (**383**). Il n'y a pas d'explication lithologique pour la Peña de la Casa.

(2) Les épandages comportent essentiellement des quartz de taille moyenne ou petite, d'usure nulle ou médiocre, dans une matrice limoneuse ocre ou grise, surmontant les roches altérées (schistes ou granites). La lagune de Cospeitio, que nous avons tenté de sonder, a fourni sur 1,70 m une argile assez fine très compacte, bleutée. La compacité du sédiment nous a empêché de forer plus profondément.

(3) R. Otero Pedrayo le suggère (**487**), p. 56.

(4) Cf. P. Birot et L. Solé (**57**), p. 24-25 à 29; notre texte p. 460 et notre article (**299**), p. 228 et seq.

La Rameriza.
Vue de détail des reliefs granitiques à chaos de boules. Les blocs sont façonnés à partir des diaclases.

Vallée du Miño entre Arbo et Cortegada.
Nets replats rocheux devant correspondre à la terrasse supérieure du fleuve; ces replats ont été gauchis, et le Miño a maintenant là un cours encaissé et un lit rocheux. Basse terrasse cultivée vers l'aval.

qu'en Galice occidentale, les lignites tortoniens se formèrent dans des cuvettes déjà bien dessinées. W. J. Sluiter et A. J. Pannekoek comme Vidal Box (1) admettent que le début de la sédimentation dans le Bierzo a été marquée par d'importants mouvements épirogéniques, contemporains de la phase « styrienne » de Stille et rapportée au début du Vindobonien. Jusqu'à plus ample informé, nous admettons que *le réseau hydrographique du Miño a été mis en place au Burdigalien; conclusion qui peut être valable pour celui de l'Ulla,* nous semble-t-il, en raison des similitudes rencontrées.

Selon P. Birot et L. Solé (2), le Sil serait pour sa part né au moment des premières déformations du socle. Il utiliserait des cassures en zig-zag dont l'exploitation lui a permis d'attirer les eaux du rio Lor, puis celles du Bassin de Monforte (rio Cabe). Il est clair cependant que son encaissement a dû être aussi pour une part lié à un phénomène d'antécédence, les mouvements tectoniques s'étant étalés sur une assez longue période. La maximum d'enfoncement, correspondant au maximum de déformation du socle, paraît pour l'essentiel être rapporté au Vindobonien supérieur ou au Pontien. De fait, dans le Bierzo, le système de fractures de cette époque, surtout Ouest-Est, fait alterner les tronçons de cours qu'on peut supposer adaptés avec des tracés épigéniques, les uns témoins d'antécédence, les autres pouvant résulter de surimposition : cf. carte p. 153 de (**467 bis**). A l'aval de Quiroga, le Sil est installé à la limite de deux secteurs dont l'énergie est bien différente : au N dominent des plateaux de 600-700 m, avec de rares reliefs plus élevés; ils ferment le bassin de Monforte méridional; au Sud au contraire, se dressent la Sierra de la Mua (1 000 - 1 200 m) plus celle de Meda (900 - 1 300 m). L'on ne peut guère contester de ce fait qu'il y ait là une zone majeure de contact tectonique. *Tout se présente comme si les mouvements du socle avaient commencé à se manifester plus tôt, dans le sud de la Galice, et comme si leur action s'y était davantage accusée; peut-être s'est-elle aussi prolongée plus longtemps dans les régions méridionales ?* Quoiqu'il en soit (3), il est certain que les tendances épirogéniques se sont poursuivies après l'établissement des rivières Sil et Lor, qui présentent dans leurs profils longitudinaux des sections à forte pente (Sil en aval de Valdeorras et de Quiroga).

Mais revenons au Miño. La vallée inférieure du fleuve à l'aval de la confluence avec le Sil s'inscrit un moment dans une surface fondamentale moins modifiée, dans un paysage plus ouvert. Le niveau supérieur, coté 640-700 m au Sud de Chantada, s'abaisse en une cuvette ample, *la Tierra de Macide* (pays de Carballino). Ses témoins s'y abaissent jusque vers 520-500 m; le rebord occidental de l'alvéole, adossé aux sierras de Avion et del Suido, se relève près de ces reliefs jusqu'à 640, voire 700 m. L'hydrographie traduit assez bien la déformation subie par le niveau d'érosion. Cependant, il ne nous semble pas que toute la topographie dérive du gauchissement d'un seul niveau (opinion de P. Birot et L. Solé (**57**) p. 42-44). La partie centrale de la Tierra de Macide est occupée par un autre palier, emboîté, que nous considérons personnellement comme un élément de l'aplanissement aquitanien. Les interfluves du système hydrographique du rio Barbantiño en fournissent les principaux témoins, de même que l'environnement des rios affluents du rio Avia. L'altitude moyenne est comprise entre 460 et 360 m. La lithologie n'est d'aucun secours pour expliquer une telle disposition emboîtée : granite, intrusif ou syntectonique, et schistes se relayent dans l'alvéole de Carballino sans que la topographie enregistre ces changements en dehors de quelques traits de détail (4). D'ailleurs, la morphologie entre Arnoya et Miño est très semblable, par l'emboîtement des niveaux, à la Tierra de Maside.

Avec le Coto de Novelle (712 m), au Sud du Miño, et les contreforts de la Sierra de Avion au Nord-Ouest, la topographie du Valle de Miño se modifie à nouveau, et le caractère antécédent des fleuves se renouvelle (5) : le profil en long de l'Arnoya se termine, à la manière du Tambre

(1) W. J. Sluiter et A. J. Pannekoek (**467 bis**), p. 152 et 175; Vidal Box (**525**).

(2) P. Birot et L. Solé (**57**), p. 29.

(3) Notre opinion ici formulée est une simple hypothèse : nos recherches ne nous ont pas conduit à travailler dans le bassin du Sil. Les indications qui l'étayent proviennent de (**472**), p. 282, Vidal Box (**525**), Sluiter et Pannekoek (**467 bis**).

(4) Cette interprétation du relief aux environs de Carballino repose sur nos propres observations, ce secteur riverain de notre champ d'étude n'ayant fait encore l'objet d'aucun examen morphologique détaillé.

(5) P. Birot et L. Solé voient dans la crête de Novelle un monadnock de résistance (**57**), p. 42-44.

ou du Jallas, par une dénivellation de 120 m dont la pente dépasse 2 % (jusqu'à 6,6 %) entre les cotes de 220 et 100 m — le rio est encore à 120 m, soit à 65 m au-dessus du niveau du Miño, à moins de 6 km de ce dernier —. Pour sa part, la vallée du Miño se rétrécit; les accumulations de terrasses quaternaires elles-mêmes disparaissent pour un temps. Elles ne réapparaissent qu'à partir de Arbo, à la confluence du rio Deva, et surtout après Nieves. Dans cette situation nouvelle, peut-on continuer à suivre les niveaux d'érosion pré-miocènes vers l'Ouest ? Nous avons cherché les éléments de réponse à cette question dans les *environs de la Cañiza*. En effet, le niveau inférieur éogène de Carballino vient se terminer en cul de sac dans la dépression — d'origine tectonique — qu'emprunte la route de Pontevedra à Orense entre les kilomètres 600 et 585, aux environs de Melon. Près de la Cañiza des éléments d'aplanissement, réduits à des épaulements ou à l'état de lambeaux, existent cependant vers 640-600 m d'une part, et, en contrebas, autour de 530-500 m. Ne retrouvons-nous pas là les deux niveaux éo-oligocènes habituels, relevés par rapport à la Tierra de Maside ? Au Sud du Miño, les hauts reliefs (plus de 1 200 m) se rapprochent trop du fleuve pour que d'autres traces d'aplanissement subsistent nombreuses; il en est cependant quelques-unes, vers 650-700 m, que nous rattacherions volontiers au niveau supérieur éogène (1). Dans ces conditions, nous pensons pouvoir admettre que le Miño reste accompagné par des unités de relief contemporaines de celles de son haut bassin.

Toutefois, il est aussi évident qu'il suit des accidents tectoniques, depuis la confluence du rio Barbantiño tout au moins. Les uns sont NNE-SSW (rio Barbantiño inférieur) ou N-S (rios Avia, Deva). Les autres ont une composante NE-SW, et le fleuve se conforme à cette direction le plus souvent. Et quoiqu'ils ne soient plus directement perceptibles maintenant, ces derniers ont pourtant sans doute joué le rôle principal. D'Orense à l'embouchure du fleuve, se note une ligne sismotectonique remarquable, jalonnée par sept épicentres, si l'on en croit Rey-Pastor (2). C. Teixeira en fait la limite du « bloc minhote » plus relevé que le « bloc gallegan » (3) et les différences d'altitude entre les deux compartiments en font foi. Au Sud, aux 1 200 m des Sierras Laboreiro, dos Picos, Fojo, aux 1 100 m du San Antonio, aux 750 m du Bustavade, des Mtes Cardin et San Silvestre, ne s'opposent que les terminaisons de la Sierra de Avion et le Chan do Rey (954 m); le reste est une région d'alvéole lithologique (valle de Salvatierra) entouré de reliefs ne dépassant qu'épisodiquement 700 m : Galleiro, Galiñeiro. Ainsi il est probable que, comme le Sil, le Miño dut être guidé pour son tracé terminal par des accidents dont les premières manifestations — ou les premiers rejeux, s'ils sont d'origine ancienne — sont à rapporter au début du Miocène. Par la suite, au cours de cette période, les mouvements en se poursuivant ont déformé les surfaces éogènes (cuvette de Carballino et N de l'Arnoya), amené le Miño à s'enfoncer — antécédence — dans des reliefs de plus en plus tôt et de plus en plus fortement relevés vers le Sud.

3) La durée du mouvement déformant

L'on peut donc admettre que l'amorce de la tectonique tertiaire se place, dans la région miñote, au Burdigalien ou au Vindobonien inférieur. Il faut maintenant rechercher vers quel moment elle a pris fin. En Galice nord-occidentale, aucun mouvement quaternaire n'a été établi. Les lignites tortoniens ou pontiens sont plissés mais tronqués par un Quaternaire ancien hori-

(1) Dans la basse vallée du rio Deva, existe aussi une échine étendue vers 320 m. Isolée, elle ne constitue pas un indice suffisant d'épicycle. P. Birot et L. Solé (57), p. 42-44, ne pensent pas que le niveau de 500-530 m soit le même que celui de Chantada-Orense, « ou du moins pas forcément ». Dans notre optique, le niveau aquitanien ne s'en différencie pas fondamentalement comme on l'a dit. Il n'apparaît sans doute pas aussi fréquemment dans la Galice intérieure, d'où l'observation des auteurs cités.

(2) V. carte in (232). Au moins cinq sources thermales ont été relevées également par J. M. Lopez de Azcona (289).

(3) C. Teixeira (479), p. 38-39, paraît accepter un jeu ou un rejeu pliocène ou plio-quaternaire que suggèrent H. Lautensach (262) (264) (266), et J. Carrington da Costa (92).

zontal. H. Lautensach par contre a admis des déformations dans les terrasses du Miño (266); P. Birot et L. Solé (57) pour leur part pensent que dans la bordure atlantique, les mouvements tectoniques se sont poursuivis pendant une bonne partie du Quaternaire. C. Teixeira, de son côté, place le paroxysme des mouvements au Pliocène, mais rejette l'éventualité de déformations pour les terrasses du Miño (479), (484). Son opinion est partagée par M. Feio (142), et repose sur l'étude de la rive portugaise du Miño et de ses terrasses. Nous avons pour notre part fait des recherches du côté espagnol, après avoir pu visiter, en compagnie de C. Teixeira, les accumulations portugaises similaires.

Négligeons ici la description comparée des diverses terrasses et replats observés tout au long du Miño inférieur, et retenons seulement pour l'instant les faits pouvant traduire l'intervention de la tectonique. Entre Orense et Cortegada, les terrasses les plus élevées que nous avons notées se situent à 50-58 m au-dessus du fleuve. Nous en avons retrouvé à cette hauteur relative en cinq endroits différents (quatre sur la rive Nord, un sur la rive Sud (1) échelonnés sur 23 km. L'altitude absolue de la dernière d'entre elles est de 131 m, et la roche en place à 127 m environ. Mais aussitôt après, la vallée se rétrécit, les reliefs encadrants sont plus denses; — c'est aussi le secteur où l'Arnoya s'encaisse et où son profil est déformé —. Des replats rocheux fort nets continuent cependant d'accompagner le Miño, mais à l'altitude de 150 m, notamment sur la rive Sud, près de Saa. Un peu plus en aval, à Quintela (rive N), ils se situent à 136 m, puis 4 km plus à l'Ouest, à 118 m (San J. de Albeos) — d'où une pente de 3 % —, et 110 m à hauteur de Melgaço, de chaque côté du fleuve (v. photos 60/2/3-4, planche IX). La dénivellation par rapport au Miño actuel y est de 96 m à Quintela puis 84 m à Melgaço. *Sauf découverte ultérieure de plus hautes terrasses* dans la partie située en amont de Cortegada, *nous attribuons* aux accumulations précitées et aux replats rocheux *un âge contemporain; et nous admettons qu'il y a fort probablement eu, entre Ribadavia et Melgaço, une déformation de la haute terrasse du Miño;* sa valeur s'évaluerait à 20-25 m environ, *l'axe du relèvement maximum passant vers Saa-Quintela.* Au-delà, vers l'aval, nous n'avons retrouvé en effet aucune accumulation fluviale perchée à plus de 65-70 m du cours du Miño; les lambeaux des terrasses les plus hautes se maintiennent à cette altitude relative jusqu'à Salvatierra (2). Par ailleurs, les terrasses d'aval à + 65-70 m par rapport au fleuve sont de composition et de morphométrie très semblables à celles des environs de Ribadavia-Orense à + 50-58 m. On en jugera par le tableau suivant :

Tableau XV

Caractéristiques des hautes terrasses du rio Miño

Désignation	Alt. relat. en m	% de galets de quartzite G.	M.	P.	% galets quartz G.	M.	P.	Em I	Apl.	Argile I.	K.	Ch	Fer Go	Gi
K. 108 Rive S	50	76	62	68	10	20	26			60	40		+	
K. 567 Calvelos	54	72	64	52	16	26	42	320	148	76	30	Tr		
K. 571 Layas	54	92	80	72	2	18	20	400	171	20	80	Tr	+	+
Nieves	65-70	84	84	64	4	12	24	431	159	Tr	100		+	+
Salvatierra	65-70	48	58	50	2	20	16	526	148	60	40		+	+

Nota :
Galets : G. = gros, M. = moyens, P. = petits; Em 1 = émoussé 1, Apl. = aplatissement.
Argiles : I. = Illite, K. = Kaolinite, Ch = Chlorite.
Fer : Go = goethite, Gi = gibbsite.

(1) Kilomètre 559,500 de la route Pontevedra-Orense; kilomètres 563 et 567 (Calvelos), 571 (Layas) et, à l'W de Ribadavia, près de Prexigueiros sur la rive N, au kilomètre 10,8 de la route Orense-San Clodio sur la rive Sud.

(2) Telles les terrasses de Sta Marina de Sela, entre Sta Maria de Linarès et Nieves, celles des « tejeras » (tuileries anciennes) de la Mamoa, de San Pelayo de Fiolledo ou du cementerio de Salvatierra, sur le versant espagnol. Telles aussi les terrasses de Bouças-Rabosa, Valinha, et Relação, entre Melgaço et Monção, du côté portugais, cf. Teixeira (484), p. 8-11.

Nous y soulignons la proportion majoritaire des quartzites, la part réduite des quartz, la présence en quantité appréciable de kaolinite et de fer dans le liant des galets, qui individualisent nettement les hautes terrasses des plus basses [v. notre publication (**352** *bis*)]. Nos investigations, ajoutées à celles de M. Feio et C. Teixeira dans la région de Salvatierra-Monção (1) aboutissent à éliminer par contre la déformation en creux qu'y supposait H. Lautensach. Cela revient à considérer qu'ici l'accident méridien n'a pas rejoué après le dépôt des terrasses les plus anciennes, alors que vraisemblablement un soulèvement se poursuivait après elles sur l'axe Quintela-Cortegada-Saa.

Il reste à supputer l'âge de ces hautes terrasses. Le critère d'altitude en ferait des accumulations villafranchiennes : ce que ne contredit pas, bien au contraire, la présence en abondance de la kaolinite et des sesquioxydes de fer dans leur matrice fine, le faciès patiné des galets, et l'absence de roches granitiques ou schisteuses parmi eux. La présence d'outillage acheuléen ancien ou abbevillien en surface, à partir des galets quartzitiques du Miño, conduit H. Lautensach (2) à les rapporter au Quaternaire ancien (pré-Mindel). L'ultime rejeu tectonique pourrait donc se placer au Mindel. Les accumulations de terrasses postérieures, tout comme les épaulements rocheux en contrebas de ceux que nous avons cités, font cependant totalement défaut entre Ribadavia et Melgaço. Il faut, en conséquence, se garder de conclure de façon définitive sur ce point. Plus en aval, les terrasses à + 10-15 m, à + 25-35 m, n'offrent pas le moindre indice de déformation. Un doute reste toutefois permis pour l'une des terrasses à + 45 m, dans la dépression de Tuy-Porriño. Là (3), nous avons trouvé une énorme masse de galets, recoupant sur 12 m à la verticale des lentilles sableuses et argileuses — inclinées dans le sens opposé à celui de la pente topographique : phénomène exceptionnel par son ampleur et que l'on hésite à rapporter à la seule dynamique fluviale (v. fig. 40 A). On peut en outre rapprocher de ce fait une autre observation, faite dans deux coupes d'un autre lieu de la même dépression de Tuy-Porriño. Dans l'une, en 1961 et 1962, apparaissait un banc ligniteux épais de 0,50 m, incliné de 25° environ et surmonté de 5,50 m de cailloux de terrasse également inclinés vers le fond de la dépression. En 1963, les lignites n'étaient plus visibles, mais une autre coupe, examinée en compagnie de M. A. J. Pannekoek montrait ces mêmes cailloux formant un capuchon « anticlinal » au-dessus d'une masse d'argile visible sur 4 m de hauteur (fig. 40 B). Cette disposition conduit à s'interroger sur une éventuelle déformation de la terrasse caillouteuse et de son support (4). Nous retiendrons en tous cas de ces faits *la possibilité d'une ultime manifestation, très localisée, au Quaternaire moyen*. Mais il reste que ces épisodes tardifs d'activité tectonique, s'ils se vérifient, ne sont plus que des « épiphénomènes » hors de proportion avec les mouvements que P. Birot et L. Solé étaient amenés à envisager pour cette période géologique dans le Sud galicien. Pour nous, l'essentiel du volume de relief dans lequel le Miño inférieur s'encaisse était acquis avant le fini-villafranchien.

En débouchant, près de Salvatierra-Monção, dans un domaine lithologique original dont le comportement à l'érosion a conduit à l'élimination de tout élément du plateau, nous perdons toute possibilité de relier de façon certaine les niveaux éogènes suivis pas à pas jusque là avec les parties de l'avant-pays que nous supposons dérivés de ces mêmes niveaux. Du moins la nature même du hiatus ne contre-indique pas une assimilation, puisqu'aussi bien, par l'intermédiaire de l'Ulla, un raccord est établi un peu plus au Nord. Cependant, dans le détail, bien des points restent à préciser; et par ailleurs une difficulté supplémentaire surgit, lorsque l'on veut suivre les plateaux d'érosion jusqu'à la mer : c'est l'existence d'un grand sillon tectonique méridien, élément fondamental du paysage de la Galice sud-occidentale.

(1) C. Teixeira (**484**), p. 8-11 et M. Feio (**142**), p. 18.
(2) A. Lautensach (**266**) mentionne des trouvailles au Portugal, entre Seixas et Vilar de Mouros.
(3) Flanc sur une colline, cotée 47 m (Albelos).
(4) Ces coupes se situent au NE de Rebordañes, à l'W de la route, vers 40 m d'altitude. Toutefois, on doit tenir compte du fait que la masse de cailloux et d'argile s'adosse à un relief rocheux de 70 m de hauteur à surface régulière, et où des galets ont été observés, à flanc de versant, depuis 60 m environ. Un glissement des éléments d'une terrasse supérieure n'est donc pas à exclure. Il est en outre difficile de dire si les cailloux de terrasse étaient en position concordante sur l'argile, ou s'ils l'ont ravinée.

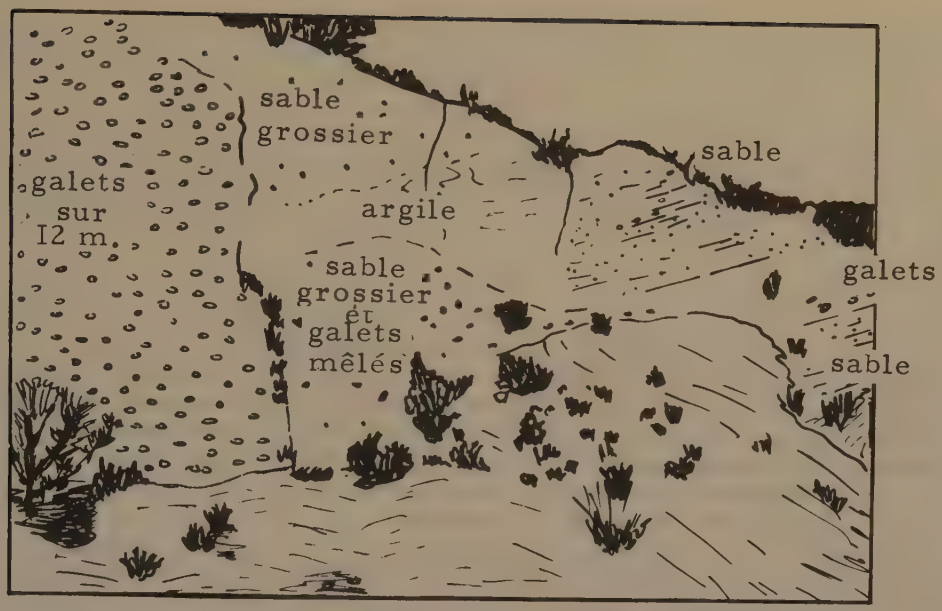


Fig. 40 A. — Terrasse de + 47 m du Miño, coupe près du km 162.
Bassin de Tuy

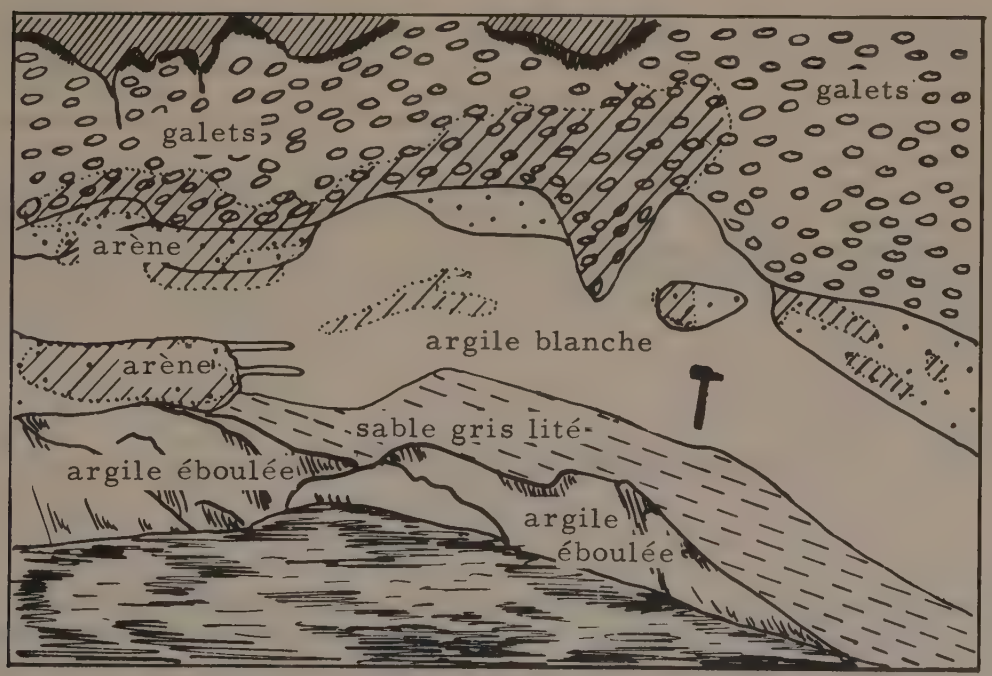


Fig. 40 B. — Terrasse de Tuy-Budiño (NE Rebordañes)
disposition anticlinale des sédiments.
Ici et là, des hachures fines signalent des zones rubéfiées.

C. — LE GRAND ACCIDENT MÉRIDIEN DU TAMBRE AU MIÑO

(V. cartes géol., fig. 28, 52 et 59 et pl. hors-texte n° 3, 4 et 6)

Tandis que les sierras se localisent de plus en plus vers l'Ouest à mesure que l'on progresse vers des régions méridionales, le littoral conserve depuis Finisterre sa direction NNW-SSE jusqu'aux Rias Bajas. Les possibilités d'extension des plateaux s'en trouvent réduites. A ce rétrécissement correspond aussi une fracturation du socle toujours plus intense. L'importance des rias doit en être l'expression, comme on le verra en V^e^ Partie. Mais dans le domaine purement continental, c'est l'ampleur prise par l'accident méridien qui en porte témoignage, au moins autant que la multiplication des petites cassures.

Plusieurs auteurs s'accordent pour mettre l'accent sur le caractère fondamental de cette fracture pour l'Ouest galicien. M. Sorre, à défaut de la décrire, lui donne sur un croquis une largeur qui est même considérablement exagérée (1). P. Birot et L. Solé y reviennent à plusieurs reprises (2). Hormis les auteurs de (**235**) et (**236**), tous ne considèrent à son sujet que son tracé méridional, à partir du bassin du Tambre, ce qui souligne nettement l'importance désormais prise par elle.

Sa continuité sur 150 km en Galice (200 km au moins au total) en constitue le trait majeur. Mais il importe de dire tout de suite que les paysages qui en dérivent peuvent offrir une certaine diversité. Tantôt étroite, tantôt très élargie, la dépression localisée par cet accident est dominée par des volumes montagneux plus ou moins saillants : leurs sommets culminent ici à 200 m, là à 400 m, 500 m, voire 700 m. Son fond peut en plusieurs endroits rester perché à plus de 150 m, ailleurs atteindre le niveau de la mer ou même une cote inférieure. On pourrait penser parfois que la fracture n'est pas unique, mais double, et qu'ainsi se sont constitués des « graben ». Tel paraît être le point de vue de W. Carlé (**89**).

Les problèmes posés sont donc de plusieurs ordres. D'abord géologiques : vallée de fracture ou graben ? accident unique et continu ou série d'accidents en relais ? cassure récente ou rajeunie ? Puis viennent les problèmes morphologiques : ce que représentent les reliefs encadrants; ce que signifient les dépôts accumulés dans la dépression en divers endroits; les modalités de façonnement des versants. Ce sont autant de traits qu'il est bon de préciser une fois éclairées les données géologiques.

1) La fracture méridienne, accident tectonique complexe

(v. profils, fig. 41 et 42)

Apparemment, le socle lui-même paraît affecté par son tracé dans la région de Rial et Bembibre, dans le pays de Sta Comba (3). Là, on constate un décrochement des limites méridionales du massif de gabbros — amphibolites, comme des gneiss et schistes mylonitisés qui le ceinturent

(1) M. Sorre (**474**), fig. 45, p. 185.

(2) P. Birot et L. Solé (**57**), p. 10, 46, 47, 48. W. Carlé (**84**), p. 237, et (**89**), fig. 3, texte p. 324, et 329 de la trad. esp. De même, les auteurs de (**236**), p. 16-17 et 75, à la suite de P. Choffat et de J. Dantin (**126**).

(3) V. III^e^ partie, p. 145-146 et carte géologique 1/50 000, Sta Comba, n° 69.

au Sud. Une certaine coïncidence entre la fracture méridienne et un contact granite gneissique-schistes gneissiques au Sud de Bembibre tendrait elle aussi à révéler l'ancienneté du jeu primitif de l'accident. En d'autres lieux, des limites d'affleurements s'accordent avec l'existence de la fracture. Des gneiss glandulaires disposés NNW-SSE, dans la partie orientale du Mte Castrove (au N de la ria de Pontevedra) s'interrompent à son emplacement et ne reparaissent plus au-delà. De même les schistes rencontrés aux abords de l'Anse de S. Simon (amont de la ria de Vigo) semblent décalés d'une rive à l'autre. Pourtant, ces indications ne sont pas décisives. Le cas des gneiss de Pontevedra peut ne constituer, comme le contact cité plus haut, qu'une coïncidence. A San Simon, comme on le verra, un décrochement dans le socle est possible mais ne peut être rapporté avec certitude à l'orogénèse primaire. Et là où le décrochement des affleurements a été noté, le doute est permis, tant les gneiss sont altérés, fragmentés par des failles et des diaclases, et lardés d'intrusions basiques (1).

Il est par contre évident que l'accident méridien traverse indifféremment les granites du groupe de Lage et les granites intrusifs tardifs. Le cas est patent entre Padron et le Sud de Caldas de Reyes (Agudelo) et se renouvelle au Sud de Porriño : la vallée du Louro qui l'emprunte est installée jusqu'à Budiño dans le granite intrusif et se poursuit au-delà dans le granite à deux micas jusqu'à Tuy et au Portugal. Aussi considère-t-on, d'une manière générale, que la grande cassure méridienne se rapporte à une manifestation tectonique très tardive. Une première éventualité est suggérée par le fait que les diaclases majeures, dans la masse des granites intrusifs, sont de même orientation N-S, et probablement d'origine tectonique. La fracturation aurait-elle suivi de peu la phase ultime d'intrusion granitique ? En réalité, la différence d'échelle entre les diaclases et l'accident est telle que pour ce dernier, il est indispensable d'envisager des phénomènes ayant affecté tout l'Ouest galicien et le pays minhote. En outre, il ne s'agit pas d'une fracture isolée, et l'on verra que d'autres failles lui sont parallèles, notamment dans la région de Cuntis et du Bas Miño (2). Leur continuité est moindre en Galice, mais égale ou plus nette encore au Portugal.

On en vient donc à envisager la naissance des grands accidents méridiens au Secondaire ou au Tertiaire. Les auteurs de la notice accompagnant la carte de Tuy 1/50 000 (**236**) admettent qu'ils sont « *postérieurs* à tout l'ensemble du massif ancien déjà cratonisé et converti en pénéplaine » (3).

Nous pensons quant à nous qu'il s'agit *plutôt d'une fracturation antérieure à la pédiplanation, et rajeunie au Tertiaire.* On se souvient qu'en étudiant l'avant-pays drainé par l'Allones, il était clair que ce fleuve l'avait négligée. Considérant que l'Allones coule sur un compartiment resté déprimé lors des premiers mouvements miocènes, nous estimons que la fracture y était nivelée et n'y fut point rouverte. Il faut attendre le défoncement du niveau de 200 m réalisé au Tortonien pour que l'érosion différentielle l'exploite dans le secteur de Razo à la faveur des dénivellations créées par l'ultime mouvement du socle et grâce à la proximité du niveau de base. Dans la zone des plateaux par contre, nous constatons son intervention dès l'Aquitanien, prolongée durant le Miocène (4). Il est plus logique alors de supposer une même faille nivelée et rejouant de façon variable, ou inégalement réexploitée, que d'envisager un accident fonctionnel en un lieu dès l'Aquitanien, et à peu de distance de là seulement actif après le Tortonien.

Il reste que l'essentiel des rejets dut être acquis durant le Miocène, et bien entendu prendre des valeurs différentes selon des lieux. (Nous disons bien des rejets et non des dénivellations, qui doivent beaucoup à l'érosion régressive postérieure).

A côté des indices morphologiques, *nous détenons une preuve géologique des fonctionnements dès le Miocène* de la fracture méridienne. A Budiño, entre Porriño et Tuy, des *lignites* ont été mis à jour en 1959 et nous avons eu la chance d'en être un des premiers témoins. Leur

(1) Toutes choses « qui rendent très difficile l'interprétation » reconnaissent les auteurs de (**235**), qui établirent ces traits et les cartographièrent (V. p. 41). Aussi I. Parga a renoncé à représenter ces décrochements sur sa carte de 1963 (**383**).

(2) Fait souligné par la majorité des auteurs cités en note p. 206.

(3) (**236**), p. 82.

(4) V. p. 146, et fig. 31.

position stratigraphique révèle que la dépression de Budiño existait déjà lors de leur dépôt. Les restes végétaux ne forment que localement un banc compact, horizontal, peu épais (0,25 m). En dessous, ils sont mêlés à une argile kaolinique. Les macrorestes y abondent dans les 1,70 m visibles, et selon les ouvriers travaillant à cet endroit, sur 3 m en dessous du plancher de l'excavation actuelle (v. photo, planche X). Un forage sommaire a permis de noter que ces sédiments reposent sur du sable compact et de petits galets, cimentés en conglomérats, et auxquels se mêlent des pyrites de fer ainsi que cela est fréquent dans les gîtes de lignite et de kaolin réalisés dans les milieux marécageux ou d'étangs, selon J. Nicolas (l'hydrogène sulfuré provenant de la décomposition des organismes agit sur les oxydes de fer) (1).

La flore qui se reflète au travers des analyses polliniques effectuées pour nous par J. Médus permet, par comparaison avec les lignites de Puentes, de considérer ce dépôt comme tortonien (2). Les spectres comportent en effet un certain nombre d'espèces anciennes : Palmiers (3), *Nyssa* (5), *Myrica*, type *Faya* (13), *Rhus*, *Simplocos* (18), *Lygodium* (2), Cupressacées et Capparidacées (20). Le paysage médiocrement herbacé est assez nettement tropical. Des macrorestes de palmiers ont été également mis à jour par l'exploitation en 1962. J. Médus incline à une analogie avec les niveaux voisins de β 30 de Puentes. Il y a un siècle, un autre gisement avec lignites avait été signalé au lieu-dit *Ortoño*, au N de Padron (3). Il n'a malheureusement pas pu être retrouvé. Néanmoins la description qui en a été donnée doit être confrontée avec celle que fournit Budiño. Sous une argile sableuse épaisse jaune rosé, une première couche ligniteuse fut mise en évidence, et l'on trouva des macrorestes de conifères (?) — (type non précisé) —. Elle était, nous dit-on, épaisse de 2 m. Trois ou quatre mètres d'argile bleutée se trouvaient en-dessous, avec à sa base un horizon enrichi en produits de décomposition de végétaux et avec un débris d'arbre de l'espèce des *Castanea* (?). L'argile était alors exploitée par une briqueterie (4). En fait, seules la disposition horizontale des lits et l'association avec une argile probablement kaolinique rendent plausible l'hypothèse d'un sédiment tertiaire comme à Budiño. Mais nous avons rencontré en d'autres localités des kaolinites mises en place dans des formations quaternaires (Gunz). Et outre que la présence d'un conifère indéterminé n'offre aucun indice sérieux, l'existence de *Castanea* traduit plutôt des conditions tempérées que tropicales. Les palmiers fossiles de Budiño, au contraire, suggèrent un milieu bien plus chaud. *A priori,* les sédiments d'Ortoño seraient donc plutôt plio-quaternaires.

Il reste à discuter la question d'une faille unique ou d'un graben. Discussion délicate en l'absence de preuves tangibles de l'emplacement des ruptures. Les endroits où les roches du socle sont triturées et les cristaux fragmentés sont légion en Galice, et une bonne partie de ces modifications sont à rapporter à l'orogénèse hercynienne — voire antérieure —. Nous avons eu cependant la bonne fortune de découvrir les premières brèches de faille associées à l'accident méridien. Elles se situent en deux lieux assez proches l'un de l'autre, aux kilomètres 11,2 et 10 de la route Tuy-Pontevedra par Redondela. Au kilomètre 10, la puissante mylonite observée se situe à l'extrémité méridionale du sillon N-S compris entre l'Est de l'Anse de San Simon et Mos. La dépression se poursuit en direction du Sud, mais en obliquant vers le SSW. La brèche du kilomètre 11,2 est sur ce parcours. Au-delà, à partir de Porriño jusqu'au Portugal, la direction redevient méridienne. Ces témoins établissent donc géologiquement l'accident, alors unique. Dans la Gandara de Budiño, l'action tectonique a été tellement active que l'altération des roches y fut considérable. Des sondages ont rencontré le granite gneissique pourri sur plus de 20 m; la roche saine n'étant retrouvée que vers 30 m en dessous du niveau de la mer (5) (cf. fig. 43). L'existence d'autres décrochements paraît très probable. Nous en discuterons dans le détail dans notre présentation de l'Anse de San Simon (v. p. 294-295) et des environs de Pontevedra (p. 305). A ces deux secteurs s'ajoutent celui que révèlerait le méandre du Tambre à Portomouro, et ceux que nous avons indiqués près d'Entrecruces (6). En outre, on insistera sur la concordance des dépla-

(1) J. Nicolas (**348**), p. 49-52 et J. Jung (**246**), p. 128.
(2) J. Médus (**321**). Un spectre a été également établi par M. A. Pons, un autre par M^me^ M. Van Campo.
(3) F. Casarès (**94**) ; article signalé et communiqué par I. Parga.
(4) L'utilisation pour la briqueterie suggère une nature kaolinique, les argiles actuellement exploitées près de là contiennent 80 % de kaolinite.
(5) Les sondages ont été signalés *in* (**236**), p. 69. I. Parga nous en a fourni la localisation et le détail.
(6) V. page 145.

cements latéraux de la fracture avec les directions tectoniques obliques prédominantes en ces divers lieux. Au Nord du Tambre, celles-ci s'orientent du NW au SE, tandis que dans le Sud de la Galice il s'agit de cassures SSW-NNE. Il nous semble que *l'on n'a pas jusqu'ici suspecté ces décrochements, si manifestes pourtant dans la topographie; selon nous, une relation est indubitable aussi entre les décrochements et les lignes sismotectoniques de Rey Pastor, ou avec l'alignement de sources thermales, comme avec les rias* qui sont sur les mêmes axes.

Tout ceci nous invite à considérer qu'*une même période* de pulsations tectoniques, échelonnée sur le Miocène, a vu fonctionner en même temps les accidents obliques hérités de l'époque hercynienne et la fracture méridienne, ce qui a provoqué des décalages dans la rupture du socle selon cette direction préférentielle. A souligner également que, pour la moitié Sud de la Galice occidentale, le Miocène a été un long moment durant lequel les versants nés de fragmentation du massif ancien ont pu reculer parallèlement à eux-mêmes. Dans de telles conditions, *les élargissements sont à nos yeux plutôt le résultat d'érosion que le fait d'une disposition initiale de graben.* Le seul endroit où cette éventualité paraît possible — mais difficilement vérifiable — est le « valle du Louro », entre Porriño et Tuy. Là, l'abrupt le plus net se situe à l'Ouest pour des raisons lithologiques (gneiss à riebeckite au lieu de granite grossier à biotite à l'Est), mais peut-être aussi pour des raisons tectoniques. P. Birot et L. Solé le suggèrent, qui notent que « (la fracture) semble s'approcher assez près de la muraille principale » (1). Or, les lignites de Budiño se situent près de l'abrupt oriental, en une disposition horizontale et les sondages attestent une décomposition considérable au pied même de ce talus. On peut donc penser à deux accidents parallèles distants de plus de 3 km. D'ailleurs, la densité des cassures Nord-Sud s'accroît aux environs de la vallée du rio Miño.

2) La dépression méridienne et son histoire morphologique

Exploitant un accident rajeuni à partir de l'Aquitanien, une dépression s'est ouverte, qui s'inscrit entre des blocs soulevés plus ou moins fortement, basculés dans des directions variables. Ils se nomment : à l'Est, Espiñeira (524 m) — au N de Santiago —, Mtes de Miranela Agrela (440-410 m) et Gesteiras (710 m) de part et d'autre du rio Ulla, Acibal (594 m) et Fracha (545 m) de chaque côté du rio Lerez, Monzon (479 m), Galleiro (744 m), Salgueiron (621 m) et Faro de Budiño (396 m). Remarquons au passage que par deux fois de larges brèches interrompent sur plusieurs kilomètres la continuité de ces reliefs : l'alvéole de Santiago débouche sur la cuvette d'Ortoño; de même de Cuntis à Caldas, entre le Gesteiras et l'Acibal, un ensemble de terres qui ne dépassent guère les 200 m d'altitude borde le sillon méridien sur 10 km de longueur (valle de Moraña). Pourtant la dépression reste remarquablement nette et rectiligne.

Du côté de l'Ouest, s'égrènent les Mtes de Oleron (492 m), la masse du Muralla à laquelle répond sur l'autre rive de l'Ulla celle du Xiabre (641 m). Puis ce sont les blocs du Castrove au Nord de la ria de Pontevedra, du Castiñeira entre les rias de Pontevedra et de Vigo, et enfin le groupe compact des Mtes Penide (438 m), Ferreira (448 m), Pedra Cavalaria (510 m) et de la Sierra de Galiñeiro (700 m). Les hiatus accompagnent l'amorce de chaque ria et le cours inférieur de l'Umia.

Provisoirement, nous considèrerons tous ces blocs élevés à plus de 350 m comme dérivés de la topographie pré-miocène, en nous réservant d'y revenir plus à loisir au chapitre suivant. *Que représentent alors les secteurs étendus en contrebas ?* Comme par ailleurs l'approfondissement du sillon méridien est partiellement le fait de l'érosion régressive facilitée par l'arrivée de la mer jusqu'en son sein, *quels sont les rapports d'altitude des cols entre chaque bassin hydrographique avec les éléments de reliefs d'altitude intermédiaire ?* Les cols qui marquent la limite de

(1) P. Birot et L. Solé (57), p. 47.

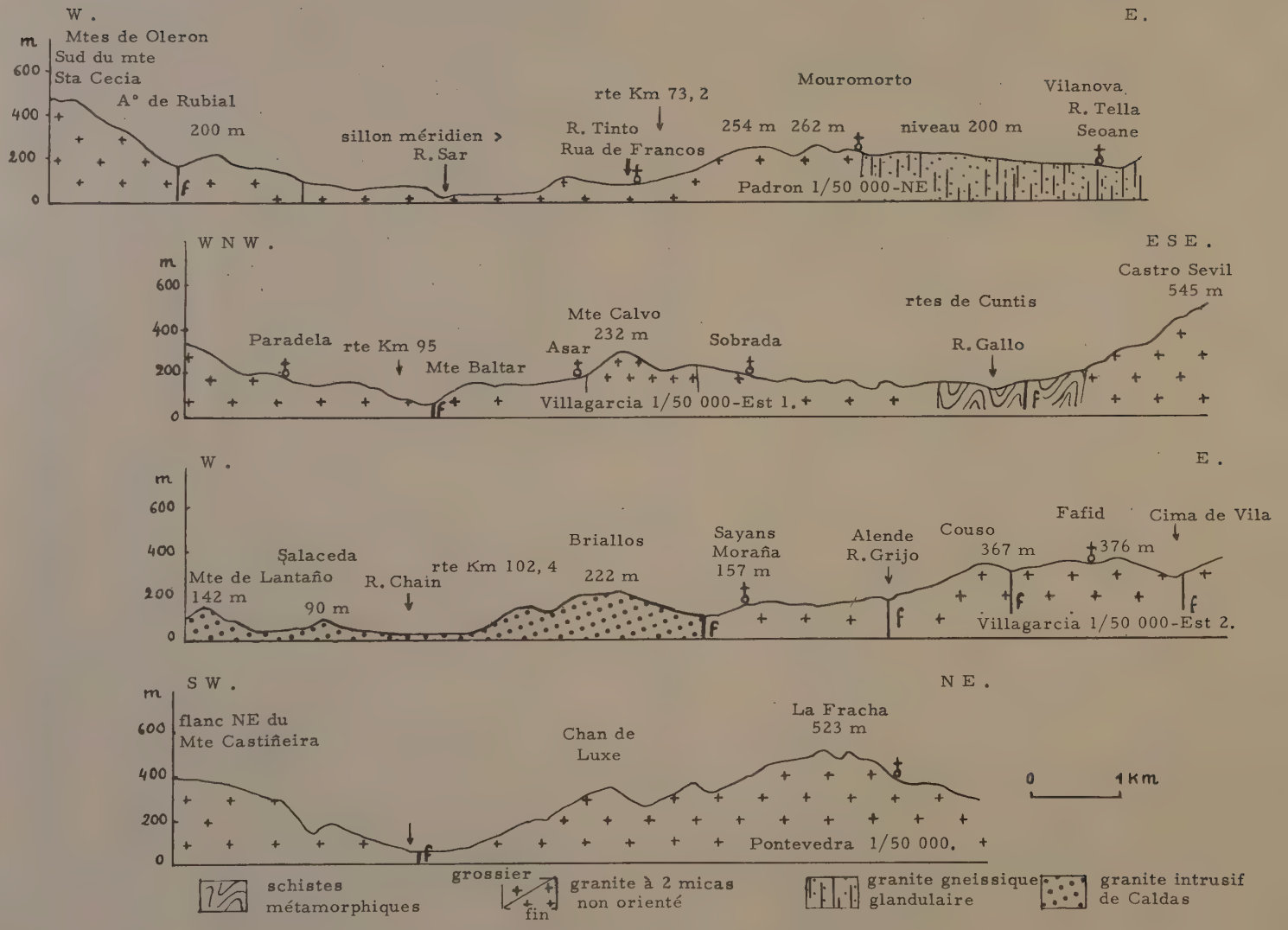


Fig. 41. — Profils du sillon méridien au Sud de Padron.

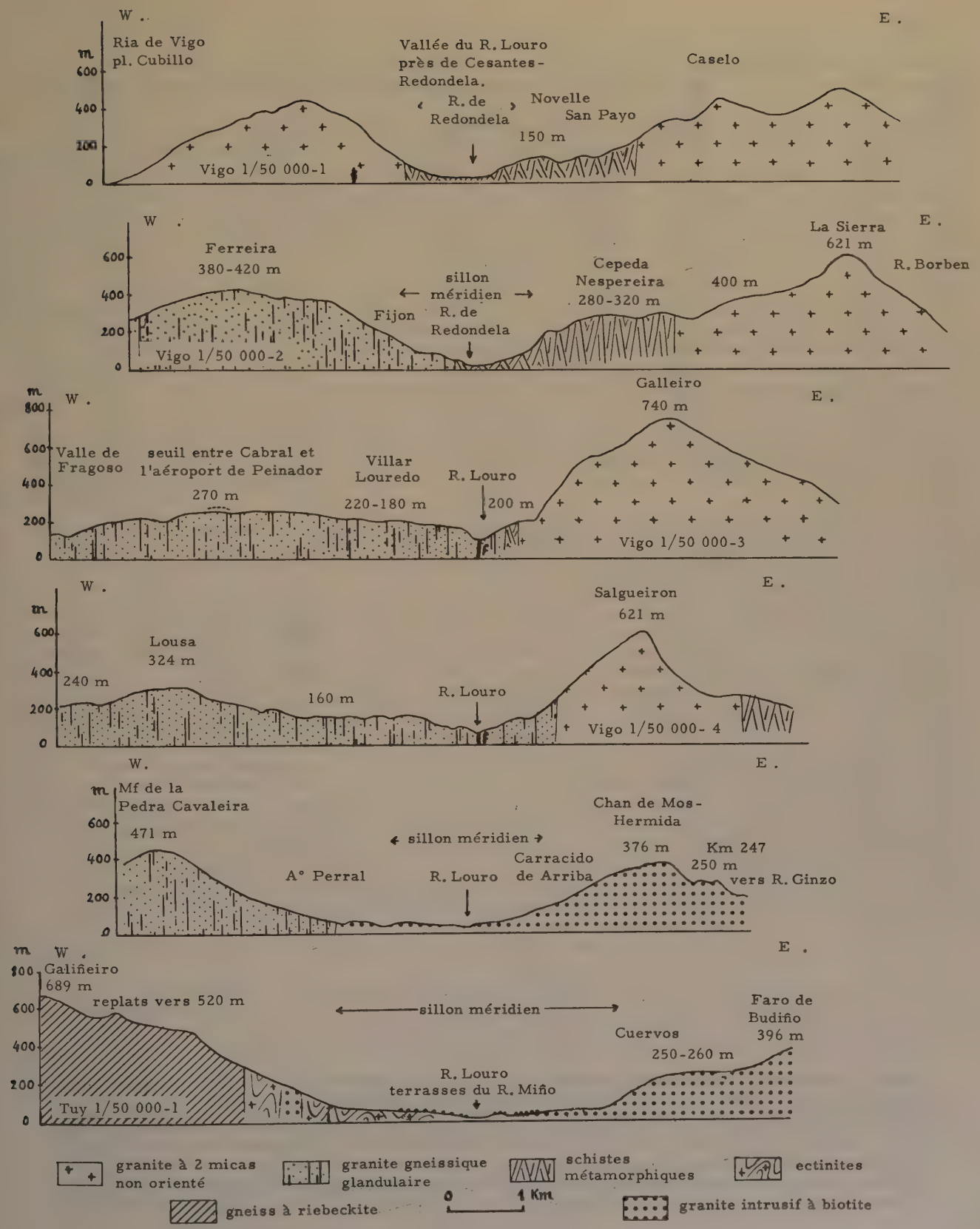


Fig. 42. — Profils en travers du sillon méridien entre Redondela et Porriño.

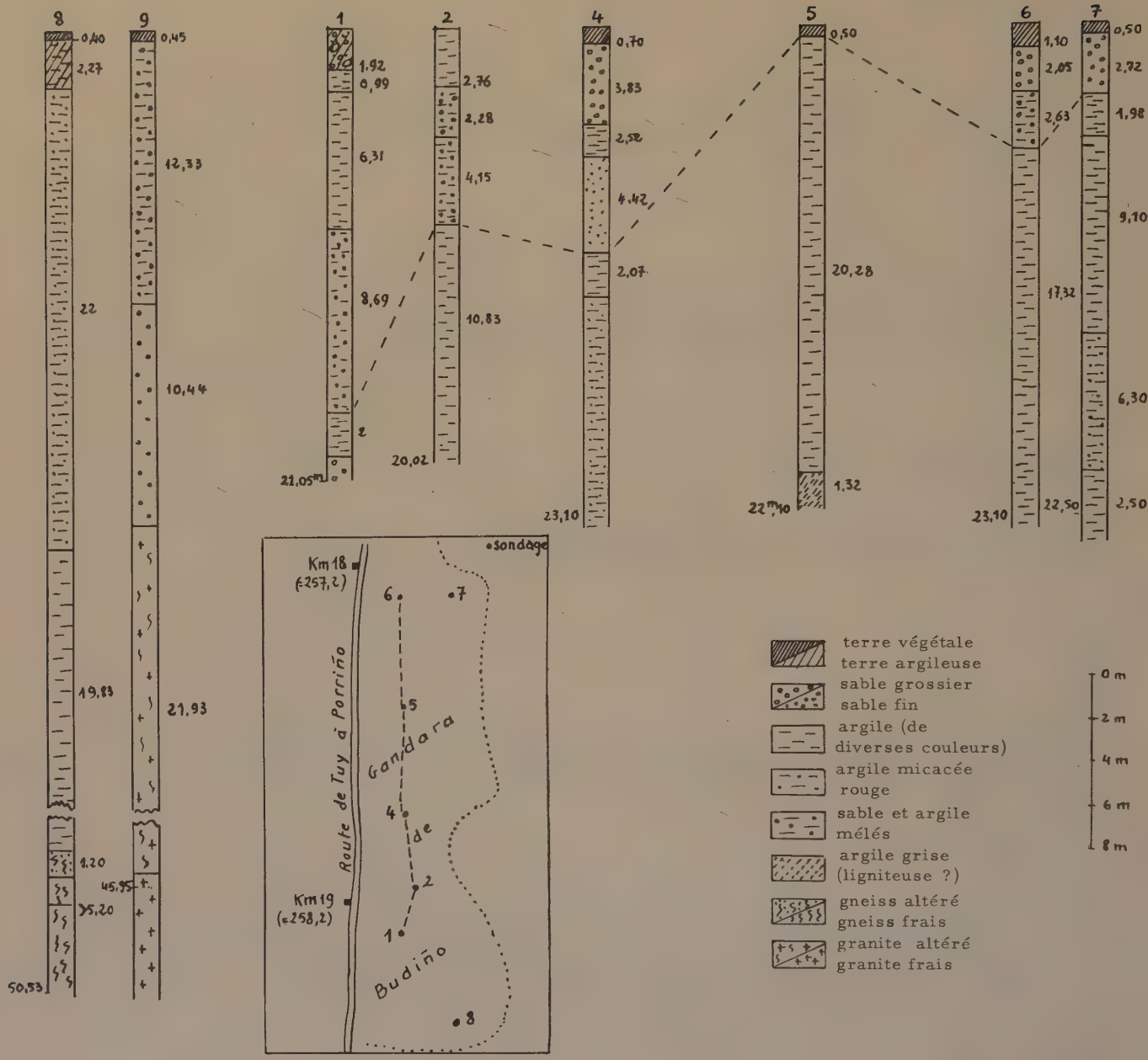


Fig. 43

l'action régressive des cours d'eau peuvent certes avoir été légèrement et inégalement surbaissés. Néanmoins, ils offrent tous une certaine concordance d'altitude : entre Ulla et Tambre, nous notons 180 m à Tapia. Entre Ulla et Umia, le seuil de Carracedo est coté 157 m, flanqué de beaux replats tant sur le flanc du Xiabre (Ouest) que du Gesteiras (Est) (cf. photo 60/4/5, planche X). Ils se tiennent à 160-200 m et se raccordent au vaste territoire de même niveau, étendu de Cuntis à Caldas de Reyes et du Gesteiras à l'Acibal. Des épaulements plus discontinus accompagnent le sillon dans son tracé méridional, morcelés par le rapprochement des rias et un défoncement

de ce fait amplifié. Ils restent eux aussi voisins de 200 m (1). De telles extensions, de telles coïncidences, ne peuvent être le fait du hasard et méritent explication.

a. ***Dans le secteur Caldas-Cuntis et le Valle de Moraña,*** les talus entre les blocs élevés et la surface topographique de 200 m dérivent de fractures. Nous l'avons vérifié en plusieurs endroits.

— Une très importante cassure SSW-NNE court du Sud du Monte Castrove au flanc NW du Mte Acibal, jusqu'à Rebon. Une belle brèche de faille l'atteste, au pied même du Castrove (v. p. 271) et des roches profondément mylonitisées jalonnent le bord de l'Acibal entre Portela et Rebon (2). La photographie aérienne permet de la suivre de Sayans à l'Aldea de Fonte, sur l'Umia, lui-même guidé sur 1 km entre Ponte Briones et ce hameau.

— Le saillant du Mte Acibal jusqu'aux sources du rio de Padin et les reliefs situés à l'E de Cuntis répondent à d'autres cassures; celle qui nous intéresse le plus ici prend cette fois une direction subméridienne (N 10° E), révélée par le cours du rio de Grijo supérieur, le coude de l'Umia à Lamas, et surtout par l'ample vallée rectiligne où sinue le rio Gallo. Il suffira d'indiquer que dans la masse granitique de tout ce secteur, les inclusions schisteuses s'orientent au NNW (N 335-340°) pour bien montrer que la lithologie ne peut justifier l'alignement des cours d'eau.

— L'extrémité méridionale du Mte Gesteiras, enfin, est très probablement due à une imbrication d'accidents; les plus évidents sont SW-NE, exploités par les rios Louro et de Ferreira dans leurs cours supérieurs. Un talus de 350 m de dénivellation et de 12-14° de pente limite le principal sommet du côté du Sud, rectiligne et continu sur 1,5 km. Il suggère une fracture perpendiculaire aux précédentes (3).

Au pied de ces cassures, nous avons donc affaire soit à un bloc des surfaces éogènes moins soulevé que les massifs encadrants, soit à un épicycle ultérieur, soit encore à une zone de topographie dégradée par suite de conditions lithologiques particulières. C'est tout cela à la fois, croyons-nous; les dénivellations sont telles parfois, avec le Mte Gesteiras notamment ou le Mte Castro Sevil près de Cuntis, que l'érosion seule ne peut apparaître comme facteur unique d'individualisation. L'érosion n'a par ailleurs que fort médiocrement exploité les différences lithologiques offertes. Les altitudes se maintiennent généralement vers 160-200 m, quels que soient les terrains : granite grossier et schistes forment indifféremment les interfluves. Seul le granite fin à deux micas constitue le substratum d'un alignement de collines au SW du Mte Gesteiras, culminant à 280-320 m (Mte Calvo). (Cf. profil Villagarcia E 1, fig. 41). *Il y a bien eu dégradation d'une surface, mais qui avait dû être moins soulevée.*

Est-ce la surface éogène ? Peut-être, mais sa fracturation et l'inégale résistance des terrains auraient dû être rendues plus apparentes par suite d'un moindre perchement « immunisant » (4). Ajoutons que la même altitude se retrouve sur les nombreux dômes de granite intrusif que les reprises d'érosion récentes ont bien dégagés entre Moraña et la dépression méridienne au Sud de Caldas. Or, leur comportement à l'altération a dû se trouver fort différent des roches moins grossières et à deux micas des environs de Cuntis, lors des climats chauds et humides du Miocène. Aussi, notre opinion est qu'il s'y superposa *un épicycle, équivalent des niveaux de paliers de 300-200 m* rencontrés sur le bord des plateaux aquitaniens de l'Eume à l'Allones et *rapportés au Tortonien.* Pour P. Birot et L. Solé, nous étions aussi en présence d'un « épicycle » mais de caractère très partiel (5). Il n'est pas local, mais fréquent au contraire en Galice occidentale (fig.

(1) W d'Agudela (feuille 152, Villargarcia, Sud); NNE de Pontevedra (feuille 185 Pontevedra NE); W et E de Figuerido (même feuille, Sud); col de Louredo au pied de l'aérodrome de Vigo-Peinador (feuille 223, Vigo, S).

(2) Cela ressort de l'analyse de plusieurs échantillons examinés, l'un par le C.R.P.G. (n° G 214), cristaux entièrement tordus, fracturés et séparés par de grosses fissures, et deux autres par l'un des professeurs de l'Ecole National des Mines de Nancy.

(3) L'examen de terrain n'a permis que de constater une plus forte altération des roches dans les secteurs inférieurs à 350-400 m et de noter la direction, également WNW, du système de diaclases majeures. On ne peut cependant exclure l'hypothèse d'une érosion différentielle, car le Mte Gesteiras est fait de granite de deux micas constamment fin et à peine orienté, tandis que son flanc Sud est taillé dans des granites à faciès changeants, hétérogènes, avec passées schisteuses.

(4) On pourra confronter la topographie avec les affleurements figurés par Navarro (344). L'imbrication des schistes dans les granites de faciès eux-mêmes variés ne se reflète guère dans le paysage.

(5) P. Birot et L. Solé (57), p. 49.

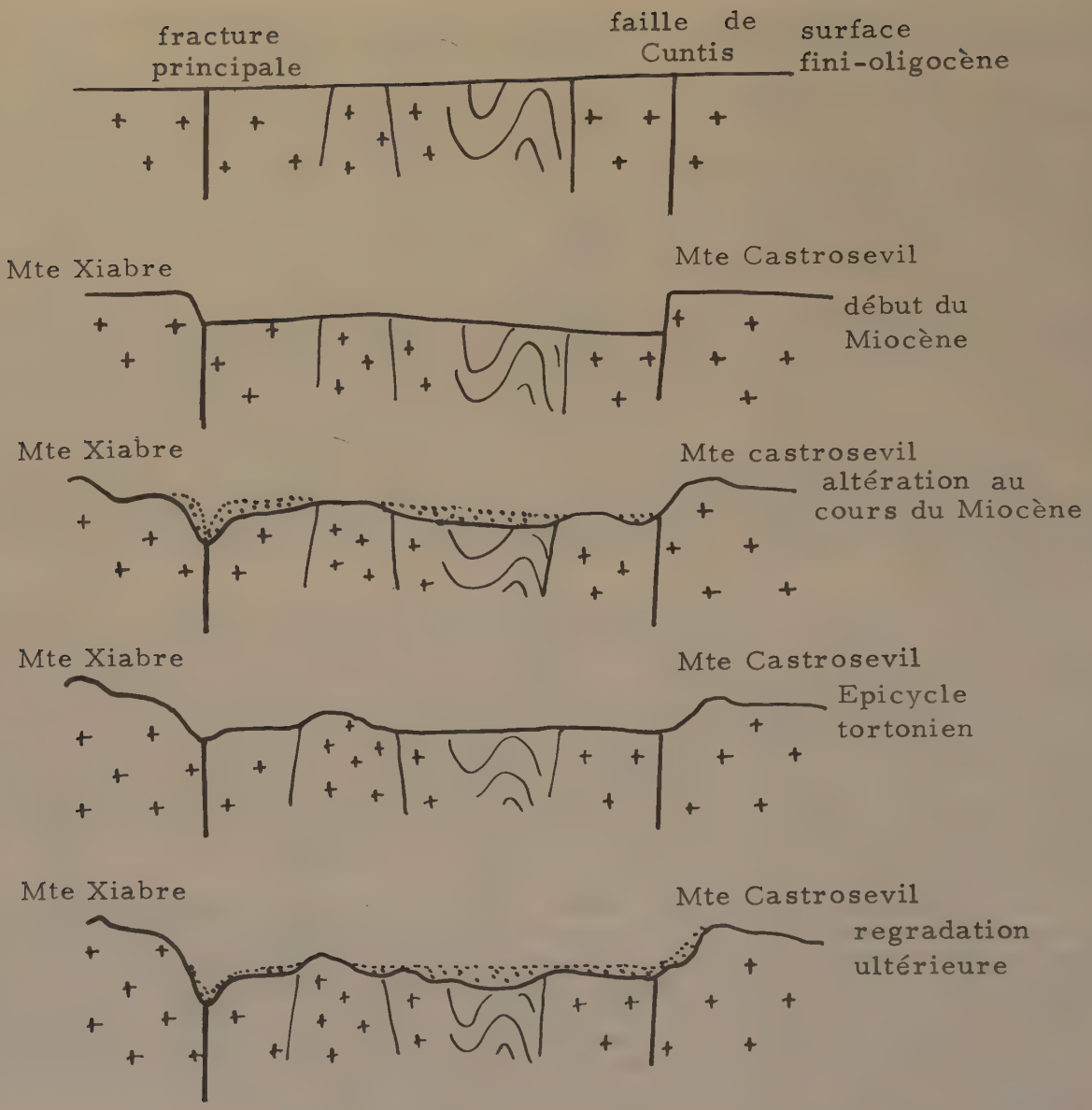


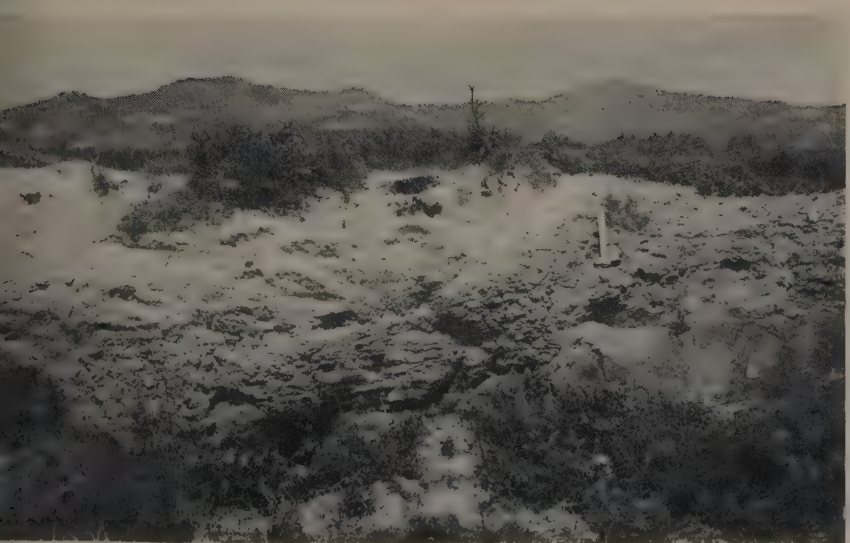
FIG. 44. — Schéma de l'évolution morphologique du secteur de Cuntis-Caldas.

41 et 44). L'âge assigné ne repose bien sûr que sur une similitude d'altitude et de position. Toutefois, il est logique de penser que les périodes de repos de la tectonique miocène ont fort bien pu être aussi enregistrées au long de l'accident méridien puisque celui-ci est antérieur au Tortonien comme le prouvent les lignites de Budiño.

Au total, les blocs dérivés de la surface fini-oligocène, entamés au Tortonien d'autant plus aisément que le substratum était fait de roches fracturées ou altérables, ne doivent leur altitude qu'aux derniers soubresauts épéirogéniques du Ponto-Pliocène. Le raccord de cet aplanissement polygénique avec les épaulements du col de Carracedo paraît alors tout à fait normal, si ceux-ci correspondent à une phase d'arrêt dans les manifestations tectoniques. Cela implique que, dans ce secteur, la fracture n'a plus guère rejoué après le Tortonien. Autrement dit, *que les ultimes mouvements y ont relevé l'ensemble des terrains* situés de chaque côté du sillon N-S

Palier d'érosion miocène développé *à l'intérieur du sillon méridien,* à l'altitude de 280 m environ. Il devance les reliefs situés ici à l'Est de la route de Padron à Pontevedra, près du kilomètre 91

Coupe des lignites de Budiño.
Les lignites s'observent à la base fortement mêlés d'argile. Au dessus, argile kaolinique blanche, passant vers le sommet à une arène grossière (« Xiabre ») à feldspaths kaolinisés.



Gandara de Budiño.
Butte d'argile durcie résiduelle; la partie orientale et centrale de la photo montre cette argile, rouge brique, feuilletée vers le haut, compacte vers le bas. Au fond, reliefs du Faro de Budiño et du Penido Corucho.

(s'ils ont ravivé l'accident, ce ne peut guère être que de quelques mètres, moins de 40-50 m au col de Carracedo). Surtout, en portant l'affleurement de la ligne de fracture à 200 m, ils ont permis son exploitation par l'érosion régressive.

Dans les autres endroits où les cols avoisinent 180 m, on retrouve la trace de l'épicycle tortonien probable. Près du Tambre, des épaulements à l'W de l'accident méridien se raccordent à ceux qui accompagnent le fleuve. Entre Mos et Sajamonde (N de Porriño), le col à 192 m est relié par un plan étendu et doucement incliné à une étendue aplanie vers 260 m où est installé l'aérodrome de Peinador. Nous y avons observé un curieux pavage de quartz grossiers en épandage (1) (cf. profil Vigo 3, *fig. 42*). Partout ailleurs, le défoncement de la ligne de fracture a été tel que toute trace d'épicycle a disparu. Il n'est donc pas possible de considérer avec assez de certitude qu'il s'est développé sur toute la longueur de l'accident Nord-Sud. Peut-être n'eut-il assez d'extension que dans les secteurs lithologiquement favorables ou soumis à une action tectonique plus discontinue.

b. ***Au SE de Santiago de Compostella*** s'individualise encore un domaine où les altitudes de 180-200 m se retrouvent sur la plupart des interfluves. Sa délimitation par des accidents tectoniques est bien plus hypothétique qu'entre Caldas et Cuntis, car les reliefs encadrants ne le dominent que par des talus atténués et sinueux. Cela ne signifie pas qu'on le discerne mal; il est séparé de l'alvéole de Santiago par les 373 m de la Peña de Poboa, et de celui où se traîne le Sionlla par les Mtes Penedo de Vigo (497 m). Il s'observe jusqu'aux abords du Pico Sacro, remarquable échine armée de quartz, et jusqu'à proximité de l'Ulla au S et SW.

Des trajets que nous y avons effectués entre Casalonga et Teo, entre Carballas et Cacheiras, ou de Puente-Ulla à Sarandon, nous gardons la même impression de parcourir un niveau d'érosion monotone couvert de landes et de pinèdes, à peine entaillé par des vallons évasés, sinon sur des pourtours. Les roches y sont indifféremment des granites, des schistes d'Ordenes, des schistes chloriteux ou des roches basiques métamorphiques (2). Vers l'Est et le NE, il s'emboîte dans des paysages à peine plus élevés par un talus médiocre, de 8° de pente en moyenne, et de 30-50 m de commandement. Au S de l'Ulla, il va se confondre avec plusieurs interfluves des environs de la Estrada. Sans doute la faiblesse du volume à enlever a-t-elle contribué à l'extension de ce niveau. Celui-ci s'est trouvé bloqué au contraire contre la masse du Mte Gesteiras, ou celle du Piquiño et ses prolongements vers le Nord.

Ses rapports avec le sillon méridien se limitent à la zone où le rio Tinto et ses affluents gagnent le rio Sar, encadré par quelques épaulements de même altitude entre Santiago et Ortoño. Mais l'évasement du sillon est tel ici à l'heure actuelle que les pentes qui conduisent au fond de la dépression y sont très adoucies (6°).

Aussi la datation de cette surface est-elle à chercher entre la période où furent élaborés les aplanissements des reliefs encadrants et celle où s'accumulèrent les dépôts d'Ortoño. Personnellement, nous pensons là encore à l'épisode de nivellement partiel du Tortonien déjà maintes fois rencontré.

c. ***Les profils transversaux du sillon Nord-Sud*** reflètent de leur côté toute cette première phase de son histoire morphologique. Elle s'inscrit à la partie supérieure des versants. Le bas des pentes au contraire nous renseigne sur ce qui suivit.

Les flancs des blocs les plus soulevés offrent des talus abrupts d'abord sur 150 m ou bien davantage; les contreforts du Mte Espiñeira donnent des versants inclinés à 17-18° sur 250 m de dénivellation; ceux du Mte Neda offrent localement des pentes de 20° pour 350 m de commandement; ceux du Galiñeiro, pour une même dénivellation, s'inclinent à 17° et l'échine du Faro

(1) Au kilomètre 2 de la route de Tameiga à Peinador-aéroport, les fragments quartzeux non usés (2-10 cm) doivent provenir de filons locaux situés au pied du Mte Lousa. Les modalités de cet épandage pelliculaire sur des pentes aussi minimes ne peuvent ressortir ni des processus de colluvionnement, ni de ceux que l'on rapporte au périglaciaire. La roche en place (granite) n'a pas fourni de débris associés aux quartz.

(2) Granites comme entre Florida et Ramallosa, roches basiques au N de Sève, schistes à l'E, vers Vedra et Ribadulla.

de Budiño accuse des pentes supérieures à 16° en moyenne. Enfin, des versants de 14-15° sont très fréquents à la partie supérieure du rebord des Mtes Xiabre, Gesteiras, Acibal, Fracha... D'une façon générale, le profil est légèrement convexe au sommet, et pour l'essentiel rectiligne sur plus d'un kilomètre de distance horizontale.

Le tiers inférieur, par contre, est concave jusqu'aux trente derniers mètres en moyenne (un raccord convexe aux lits actuels reflète parfois les effets de la dernière reprise d'érosion).Toutefois, il est de nombreux endroits où des « Knicks » bien nets apparaissent, quoique localisés. Notre carte morphologique hors-texte n° 6 en donne la localisation. Retenons simplement ici qu'ils se placent à des altitudes variables (entre 220 et 80 m). Certaines ruptures de pente correspondent à une induration locale des roches (1), d'autres au plancher de dégagement des dômes granitiques (environs de Caldas) dont les flancs convexes supérieurs sont inclinés à 20°. Notons aussi qu'ils existent aussi bien sur les bords de la dépression là où elle est inscrite dans les niveaux de 200 m que sur les versants des grands blocs plus élevés.

Des glacis s'y amorcent, qui s'élargissent et viennent se confondre avec les parties concaves inférieures. Ce sont eux qui conduisent au fond du sillon méridien. Quelques-uns plongent sous les eaux ou les alluvions, comme au S de San Simon ou entre Puente-Cesures et Castiñeiras. Leurs dépôts corrélatifs y ont alimenté des terrasses qui seront vues avec les autres sédiments rencontrés sur les marges des rias (V^e^ partie, Chapitre I, § A, B et C) (1). *On y retrouve le faciès des cônes torrentiels attribués au Villafranchien récent ou au Pluvial « Gunz »*. D'autres sont perchés de quelques dizaines de mètres près des cols, et les rios y ont creusé leur vallon en gorges étroites et raides, tels le rio Carballoso au Sud de Carracedo, qui a encore un profil longitudinal convexe, ou le rio Louro supérieur près de Louredo, au pied du Galleiro (versant de 18° sur 30-40 m). Il est d'autres endroits encore où ils paraissent se raccorder directement au fond de la dépression tectonique. En fait, ce sont des accumulations corrélatives de leur façonnement qui forment le plancher du sillon méridien. Par elles, on peut donc dater le moment de son élargissement principal. Aussi nous y arrêtons-nous pour donner une description des faciès des sédiments.

Une première coupe peut être examinée à *Bertamirans*, à 9,5 km à l'W de Santiago, près de la route de Noya. Sur 6 m de front on distingue 0,50 m environ d'argile kaolinique visible, à la base, mais pouvant former une bosse résiduelle au milieu du matériel susjacent (large de 12 m et saillant de 4-5 m). Un sable d'arène supérieur a raviné profondément l'argile; il garde sur 2,50 m-3 m une disposition litée et un aspect bien lavé, ce qui démontre un transport en eau abondante. Il est surmonté d'un cailloutis d'abord grossier (quartz de 10-15 cm de grande dimension), puis plus modeste (2-8 cm) qui contient à sa base une petite lentille argileuse et des galets d'argile, et plus haut des lits de sable. Son épaisseur est de 1,70-2 m. Ainsi, après une phase de sédimentation sableuse ravinant une accumulation plus fine, un épisode d'érosion plus brutal a dû reprendre sable et argile. Les cailloutis restent cependant peu usés (émoussé 1 = 200; émoussé 2 = 328; aplatissement = 1,66). Dans une coupe proche, la roche granitique très altérée est nettement tranchée par l'accumulation, ce qui confère à l'argile une origine sédimentaire indubitable.

A 2,5 km de là plus au Sud, plusieurs autres excavations ont été ouvertes au lieu-dit *Sisalde*. On y retrouve sur 3,80 m les galets, un peu mieux usés, et de taille comprise entre 2 et 10 cm, au-dessus d'un sable à stratification entrecroisée; il enferme quelques bancs d'argile sableuse discontinus. A sa base, nous avons observé en 1960 (2) un sable disposé en lits pelliculaires subhorizontaux et assez grossier, puis 3 m d'argile riche en kaolin (80 % contre 20 % d'illite). Il y aurait encore un lit de sable à sa base, nous a-t-on dit. Aucune trace de niveau ligniteux comme à Ortoño, mais seulement quelques passées terreuses qui se révélèrent stériles à l'analyse pollinique. La présence de fragments d'argile durcie par le fer, et de concrétions de nappe au sein des cailloutis a été relevée.

Ces deux ensembles de coupes nous confirment bien, par les faciès rencontrés, le caractère d'accumulations réalisées à partir d'un reliquat d'altérites, comme à Sta Cruz, Meirama, Berreo.

(1) Cascade du rio Chain, au droit du kilomètre 104,5 de la route Pontevedra-la Corogne.
(2) La coupe, oblitérée en 1962, ne permet plus d'examiner la partie inférieure.

L'évasement de la dépression méridienne est le produit d'une profonde altération des versants (que nous placerons au Miocène) *et d'un nettoyage ultérieur* de ceux-ci *lors d'une phase d'écoulement torrentiel.* L'époque à laquelle elle se produisit a beaucoup de chances d'être celle des autres formations similaires, c'est-à-dire le Villafranchien supérieur ou le Gunz. Ici, un rio Sar à régime plus contrasté et épisodique qu'actuellement a dû mettre en place les sédiments grossiers, dont il a usé légèrement les arêtes (1).

De Sisalde, il faut aller à proximité de la frontière portugaise pour rencontrer d'autres dépôts présentant un faciès voisin. C'est dans la *Gandara de Budiño,* déjà citée pour les lignites miocènes qui y ont été mis à jour, que se trouve une accumulation d'un intérêt tout particulier. La découverte que nous avons faite au sein des dépôts de la Gandara, d'outils préhistoriques rapportés au Paléolithique, comme la présence de terrasses anciennes du Miño permettent de considérer avec des arguments nouveaux les problèmes de la chronologie de ces sédiments, et ceux des conditions climatiques correspondantes. Sur les 8 km de dépression qui accompagnent le cours inférieur du rio Louro, nombreuses sont les coupes, auxquelles sont à ajouter les sondages dont il a déjà été fait état plus haut. Cela ne signifie pas que les données soient parfaitement claires. Les corrélations d'une coupe à l'autre doivent être faites avec une très grande attention et beaucoup de circonspection. L'examen systématique de chacune d'entre elles nous permet d'en fournir une vue relativement synthétique (2).

Les profils établis à partir des sondages, *v. fig. 43,* ont montré l'importance du creusement réalisé dans la zone fracturée et altérée intensément par les phénomènes hydrothermaux. En même temps qu'à partir de l'accident (ou des accidents) s'opérait une attaque chimique des versants, s'effectuait une sédimentation dans le fond de la dépression. Il n'est pas aisé, dans les sondages, de faire le partage entre les argiles d'altération *in situ* et celles qui résultent d'un dépôt. A proximité des versants orientaux de la Gandara de Budiño, l'argile rosée micacée des sondages 8, 9 et 3 doit correspondre au gneiss pourri en place; en ces endroits, leur profondeur est réduite. L'argile sédimentaire par contre prend de plus en plus d'épaisseur au-dessus, à mesure que l'on se déplace vers le centre du bassin : 10 m au sondage n° 2, 17 m au moins au sondage n° 6. Elle se reconnaît surtout à la présence de sables en alternance, ainsi qu'à des différences de coloration. Le sommet de ce remblaiement apparaît aujourd'hui très irrégulier dans le détail. C'est ainsi qu'elle affleure pratiquement au lieu du sondage n° 5, dessinant ainsi une butte de 5-7 m de valeur relative. Elle s'observe aussi à l'air libre dans les bosses de terrain qui s'égrènent entre le kilomètre 100 du chemin de fer et le hameau de Casal.

Les coupes les plus profondes révèlent que l'argile sédimentaire prend fréquemment un aspect marbré, marqué sur un fond blanc ou jaunâtre par des stries rouges, courtes (4-20 cm) le plus souvent horizontales. Nous y voyons des effets d'oxydo-réduction en rapport avec le fer qui dut parvenir ici avec les sédiments kaoliniques. Le sommet de l'une des buttes proches de Casal permet même d'observer une induration de l'argile par ferruginisation. Le sédiment y prend la couleur et la consistance de la brique sur plus d'un mètre d'épaisseur; la partie supérieure est formée de bancs de 6-8 cm au maximum, 1-2 cm plus souvent. Vers le bas, l'argile reste compacte, parcourue seulement de fissures inclinées à 60-70 %. En lame mince, on remarque son aspect clastique, lié à l'abondance des grains de quartz auxquels se mêlent des micas (*v. photo 62/11/3, planche X*). En un autre endroit, au NE de Rebordanes, l'argile parfaitement blanche contient des concrétions sphéroïdes énigmatiques, de 5 à 15 cm de diamètre, et creuses. A l'intérieur d'une cavité dont le toit est hérissé de prismes, se trouve une poudre légèrement visqueuse violacée pauvre en argile (illite, kaolinite) où figurent du quartz très fin (néoformé ?) de l'oligiste et de la goethite (3). L'origine et la nature de ces « poupées » n'a pu nous être fournie; peut-être doit-on les mettre en relation avec l'existence, au-dessus d'elles, d'un banc ligniteux.

(1) Les sables ne comportent, comme les cailloux, que des quartz, ou presque. Quelques grains sont rongés et ferruginisés.

(2) La description détaillée de chacune des coupes ne manquerait pas d'être fastidieuse, les figures 45 A et 45 B illustrent les plus intéressantes d'entre elles.

(3) Le manganèse est absent, malgré la teinte prise par cet amalgame (analyse due au laboratoire de M. G. Millot).

L'époque qui correspond à cet apport massif d'argile peut être précisée grâce aux lignites de Budiño. Grâce aussi à ce lit riche en matière organiques trouvé à Rebordañes, qu'une comparaison de spectres polliniques avec les lignites de Budiño permet de considérer comme miocène (1) *(v. fig. 20)*. Les rapports avec les terrasses du Miño enfin fournissent un complément d'information. Nous pouvons en toute certitude considérer que l'apport était déjà bien amorcé au Miocène lors de l'accumulation des débris organiques, puisque ceux-ci sont inclus dans l'argile. Elle s'est poursuivie ultérieurement étant donné que les argiles, toujours kaoliniques, se retrouvent au-dessus du lignite. Elles durent s'y déposer encore sur plusieurs dizaines de mètres, car nous trouvons leur sommet actuel à 28 m au-dessus du niveau de la mer dans la colline à horizon supérieur durci, et aux cotes 36 et 43 m sous les hautes terrasses du Miño (W du kilomètre 263,8 de la route Tuy-la Corogne, et au kilomètre 263 près de Fenteira). Encore est-il certain que les sédiments postérieurs, venant du Miño ou d'ailleurs, ont sérieusement réduit l'altitude supérieure du colmatage argileux.

Il faut envisager que c'est ce remplissage qui dut empêcher le Miño de venir déposer jusqu'au site actuel de Porriño ses accumulations eustatiques. Il fait peu de doute que les terrasses du fleuve aujourd'hui en position culminante représentent des sortes d'inversions de relief, et donnent une valeur approchée de l'épaisseur d'argile qui fut « exportée » depuis leur édification (environ 40 m).

Si nous considérons que l'argile ne contient pas, jusqu'à plus ample informé, de galets du Miño dans l'essentiel de sa masse; que d'autre part elle se trouve remaniée par la plus haute des terrasses du rio, culminant ici à 65 m (niveau eustatique probablement sicilien), nous pouvons à bon droit supposer que cette sédimentation fine était achevée lors du Pliocène terminal ou du Villafranchien.

La sédimentation ultérieure présente des faciès bien différents. Les coupes abondent où l'on peut voir sur l'argile des matériaux plus grossiers. Il faut distinguer deux domaines :

1) *Au Sud,* et jusqu'à hauteur du kilomètre 261, *le Miño est venu déposer* des cailloux et des sables les uns et les autres bien reconnaissables. Les galets, presque tous quartzitiques, ont de ce fait même une origine allogène indubitable; leur émoussé fort beau est un second élément très caractéristique. Les sables, eux aussi usés et assez bien triés, offrent une stratification entrecroisée. Tous ces traits constituent des signes distinctifs bien nets. Nous n'étudierons pas ici ces terrasses. Il nous faut cependant en signaler les altitudes. Un haut niveau (65 m) se localise au NE de Rebordañes sur le flanc d'une échine rocheuse cotée 70 m. Un second niveau, plus étendu, gagne Fenteira vers l'Est, Albelos au Nord; son altitude est de 45-50 m. D'autres cailloutis apportés par le Miño atteignent à Cerquido la cote 37 m (2). Il est possible que cette extension progressive des terrasses vers le Nord traduise les étapes du déblaiement des argiles.

2) *Au Nord de Cerquido* et jusqu'au kilomètre 257 de la route Tuy-la Corogne, les sédiments reposant sur l'argile, et le ravinant, sont dus à des *apports différents.* On peut les examiner de Carbon à Casal, et en dégager les aspects suivants :

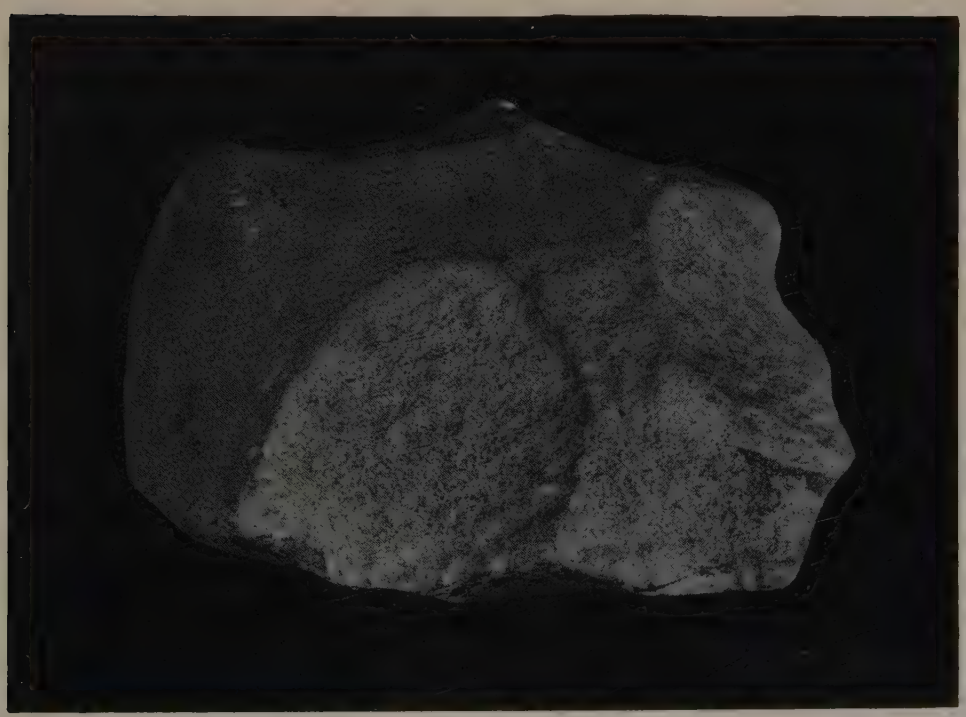
— Une masse supérieure est constituée par des graviers et sables grossiers, lités horizontalement, ou avec stratification entrecroisée de lentilles comme au kilomètre 102,5 du chemin de fer, soit à l'Ouest soit à l'Est, près de Casal; les sables sont sommairement triés, non usés; il s'y mêle, au kilomètre 259, des cailloux de quartz à arêtes retouchées, mais pas franchement usées; l'épaisseur de ces matériaux atteint là 2 m en moyenne. Il ne s'y rencontre pas de bancs argileux. Au-dessus, un sol s'est développé, sablo-limoneux de couleur foncée.

— Une autre accumulation de sables sert de support aux sédiments que nous venons de décrire, en divers endroits, comme au kilomètre 259. Elle est composée de sable également, plus blanc, contenant encore des feldspaths très kaolinisés ou des lentilles d'argile kaolinique en

(1) J. Mędus (321), p. 64.

(2) La disposition entre un niveau à 45 m et une autre à 37 m est peut-être illusoire ici; l'épaisseur de l'accumulation à Cerquido est bien plus faible, et une ablation a pu intervenir qui a décapité une accumulation originellement plus considérable.

Gandara de Budiño.
Coupe montrant l'emplacement de l'outil préhistorique situé le plus bas au sein des arènes (1,75 m environ de la surface actuelle de la Gandara).



Outil préhistorique (Acheuléen ancien) de la Gandara de Budiño.
Taillé à partir d'un galet de quartzite de la terrasse du rio Miño.

bancs minces (1). D'une façon générale, on y note une disposition litée des sables, avec des inclinaisons générales légères, de direction variée, que des excavations récentes permettent de mettre en rapport avec des esquisses de vallons (le sol gris supérieur s'y épaissit et atteint 1,50 à 2 m).

— En un seul lieu, entre la voie ferrée au kilomètre 100 et la route, nous avons eu la chance unique de constater la présence d'un paléosol séparant les deux niveaux d'accumulation sableuse (2). Une analyse pollinique a été effectuée sur ce sédiment; nous allons y revenir.

d) *Les problèmes de datation* de ces dépôts *peuvent être abordés grâce à la découverte* que nous avons faite en 1961, d'*outils préhistoriques au sein même du niveau sablo-graveleux supérieur*. Il s'agit de « coups de poing » de facture variable. Le gisement, situé au kilomètre 259, contient dans le sable lui-même des outils paléolithiques (acheuléen) bifaces, soit en forme de cœur, soit plus lancéiformes; d'autres sont de technique clactonienne (cf. photos planche XI). Des outils fort nombreux ont été inventoriés depuis lors, grâce aux fouilles effectuées par D. J. M. Alvarez Blasquez, directeur du Musée de Vigo, auquel nous avons signalé notre trouvaille, ainsi que par D. Emiliano de Aguirre-Enriquez (3) alerté par celui-ci. Le site était connu alors seulement pour quelques objets trouvés en surface (4). La recherche archéologique, menée en 1963 de façon systématique et en tenant compte des niveaux stratigraphiques, a permis de mettre à jour plus de cinq cents pièces, le hasard nous ayant fait découvrir sans doute un atelier.

L'outillage ne comprend pas que des instruments acheuléens, mais aussi des outils du « Camposancien », considéré par les spécialistes comme une dégénérescence de la technique acheuléenne, d'époque « languedocienne ». Le Camposancien serait, selon H. Breuil et G. Zbyzsewski, un contemporain local du Moustérien, voire du début du Paléolithique supérieur. Aucune de ces pièces postérieures à l'**Acheuléen moyen** n'a été trouvée dans les sables (seulement dans le sol sus-jacent). Par contre, celles qui en furent extraites s'y rapportent de façon très probable, et l'opinion de M. le Professeur Wernert (5) que nous avons consulté concorde avec celle des spécialistes espagnols. Il importe de souligner que *tous les outils ou presque sont façonnés dans des quartzites*, dont l'origine ne peut qu'être trouvée dans les *terrasses du Miño*. Les plus proches, à Cerquido, atteignent 37 m, c'est-à-dire qu'*ils durent être mis en place au plus tard lors de l'interglaciaire Mindel-Riss*. L'Acheuléen moyen se poursuivant du Riss II au début de l'Interglaciaire Riss-Würm, il n'est pas possible de dater avec certitude les sables supérieurs. Pourtant, leur arrivée dans la Gandara de Budiño doit être plutôt le fait d'une période d'érosion et de creusement, et correspondre vraisemblablement à un « glaciaire ». Une fois de plus, le faciès lité, lavé, des sédiments épandus suggère qu'il s'agit davantage d'un « pluvial » que d'un « glaciaire » (Riss).

L'origine du matériel sableux n'est pas à chercher bien loin. Les massifs granitiques du Faro de Budiño et le Penido Corucho (400-450 m) fortement altérés au Miocène, et soumis à la dénudation quaternaire, ont alimenté des torrents en arène et en graviers abondants. Un écoulement épisodique, en « chasse d'eau », les achemina vers la Gandara de Budiño.

Le spectre pollinique dressé par Mme Van Campo à partir du paléosol inséré entre les sables supérieurs et les sédiments sableux et argileux inférieurs peut aider à justifier notre datation et notre interprétation. Les indications paléobotaniques, très intéressantes, et insoupçonnées, n'en sont pas moins embarrassantes. En effet, sur 563 spores et pollens comptés, 498 se rapportent à des espèces non arborées; ils indiquent la présence de :

Isoètes (cf. *Histrix*)	452	Composées	25
Graminées	13	Polypodes	2
Ericacées	6		

(1) En une coupe du kilomètre 259, l'alternance de sable lité et d'argile se marque sur 3,80 m, les horizons ayant chacun 0,20 à 0,50 m d'épaisseur.

(2) Des travaux de réfection et d'élargissement de la route ont fait actuellement disparaître cette coupe.

(3) Professeur de Paléontologie humaine à la Faculté des Sciences de Madrid.

(4) V. inventaire réalisé par S. Filgueira-Valverde et A. Garcia Alen (155) et publications de J. M. Alvarez-Blasquez (4) et (66).

(5) Ecole de Géologie, Université de Strasbourg.

Parmi les arbres — (65 au total)			
Aulnes	19	Pin (type Alep ou Pignon)	25
Chênes	2	Cyperacées	3
Noisetiers	8	*Castanea*	1
Peupliers	1	*Abiès* (?)	1

Le fait le plus remarquable est l'abondance des isoètes cf. *histrix. On les trouve actuellement dans les pelouses sèches,* ou inondées épisodiquement, dans des dépressions de type « daya » (1). On notera aussi la prépondérance des pins « méditerranéens » sur la végétation arborée « atlantique ». La Galice a donc connu quelque temps avant l'Acheuléen moyen une ambiance climatique plus sèche, d'aspect plus « continental » que celle d'aujourd'hui. Les faciès sédimentologiques de type torrentiel du Riss, qui ont fossilisé cette pelouse, représentent une plus grande abondance d'eau tout comme les cônes marocains reflètent une humidité accrue par rapport aux « interpluviaux de tendance aride » (2). *Notre paléosol,* qui ne ressemble en rien aux interglaciaires classiques de l'Europe occidentale, *paraît bien davantage semblable à un « interstade » coupant une phase pluviale ou à un « interpluvial ».*

L'âge de ce paysage de pelouse est plus ancien que l'outillage acheuléen moyen. Dans ces conditions, il nous faut choisir entre un interstade du Riss ou du Mindel, ou le début ou la fin de l'interpluvial Mindel-Riss. Le choix est rendu difficile du fait de l'altitude même du sédiment (20 m). Si l'on tient compte du fait que le Miño est venu recouvrir des reliefs de 30 m environ, à 2 km seulement plus au Sud, on peut penser que l'argile n'était pas déblayée encore au N de Cerquido au-dessous d'un niveau d'une trentaine de mètres, sans quoi son avancée aurait été plus forte vers l'amont de la vallée du Louro. Pourtant cette argumentation n'enlève pas la décision. Il faudrait d'abord savoir à quel niveau de terrasse correspond l'accumulation de Cerquido. Son altitude en ferait un témoin du niveau eustatique de l'interglaciaire Mindel-Riss. Mais on remarquera à son sujet, en premier lieu, son allure tronquée; les cailloux, peu abondants, sont épars dans une formation surtout faite de sable et de granules non cimentés; en second lieu son épaisseur réduite (moins de 2 m), alors que les autres accumulations du Miño sont bien plus puissantes (*cf. fig. 45*). Enfin, nous observons sa position dans l'exact prolongement d'une très importante formation fluviatile qui culmine à 47 m (3) dont elle nous semble être un lambeau. Cela revient à la considérer comme ayant été mise en place lors de l'interglaciaire Gunz-Mindel.

D'autre part, un déblaiement partiel des argiles, lors de la mise en place des sables kaoliniques inférieurs a fort bien pu être réalisé au pied des forts reliefs encadrants (Galiñeiro et Faro de Budiño) d'une manière telle que se soit dessinée une cuvette tout en respectant un seuil à hauteur de Cerquido. Nous allons même jusqu'à dire que ce seuil était édifié par ces mêmes apports torrentiels des sables inférieurs. Nous les avons en effet retrouvés en dessous du lambeau de terrasse du Miño, où ils ont une épaisseur visible de 2,50 m environ. Ils y incluent soit des lentilles, soit des galets d'argile (cf. fig. 45).

Aussi, avancerons-nous, à titre d'hypothèse, que les premiers apports torrentiels, ceux qui remanièrent directement les argiles, sont très probablement d'âge quaternaire ancien (Gunz ?); leur accumulation a servi de support, lors de l'interpluvial suivant, aux terrasses de 50 m du Miño, tout en lui fournissant sans doute force quantité de sable. Leur enlèvement partiel a permis ensuite la réalisation d'une cuvette au N de Cerquido où, peut-être au cours du Mindel, peut-être à l'interpluvial Mindel-Riss, se développa une végétation de caractère méditerranéen sec; puis arrivèrent, pendant le Riss, d'autres épandages torrentiels sans liant kaolinique cette fois (les versants ayant depuis longtemps déjà été dégagés des altérites tertiaires).

(1) Indications fournies par Mme Van Campo (*in litteris*).

(2) R. Raynal (**411**), p. 566.

(3) Il est en outre curieux qu'une terrasse plus basse de 10 m ait pu venir se loger en arrière d'une accumulation plus massive sans se signaler aussi sur les flancs ou en avant de celle-ci. Le niveau de 37 m de Cerquido, enfin, est seul de son espèce ici. Par contre, des terrasses à 45-50 m se trouvent en avant de la plus haute des accumulations de remblaiement du Miño, notamment à Tuy même.

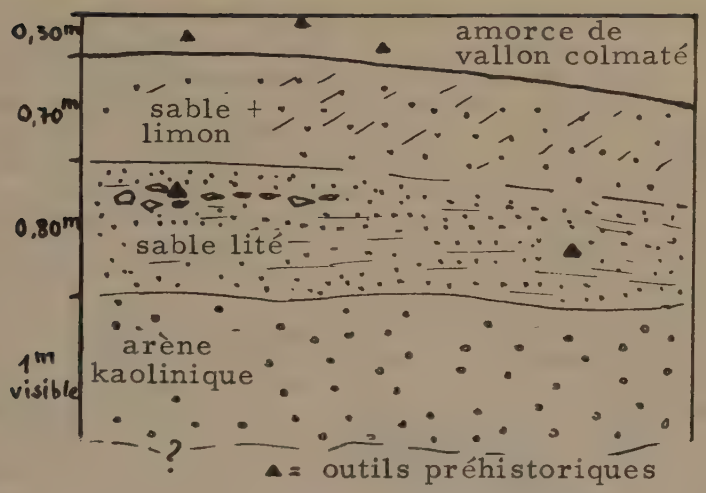
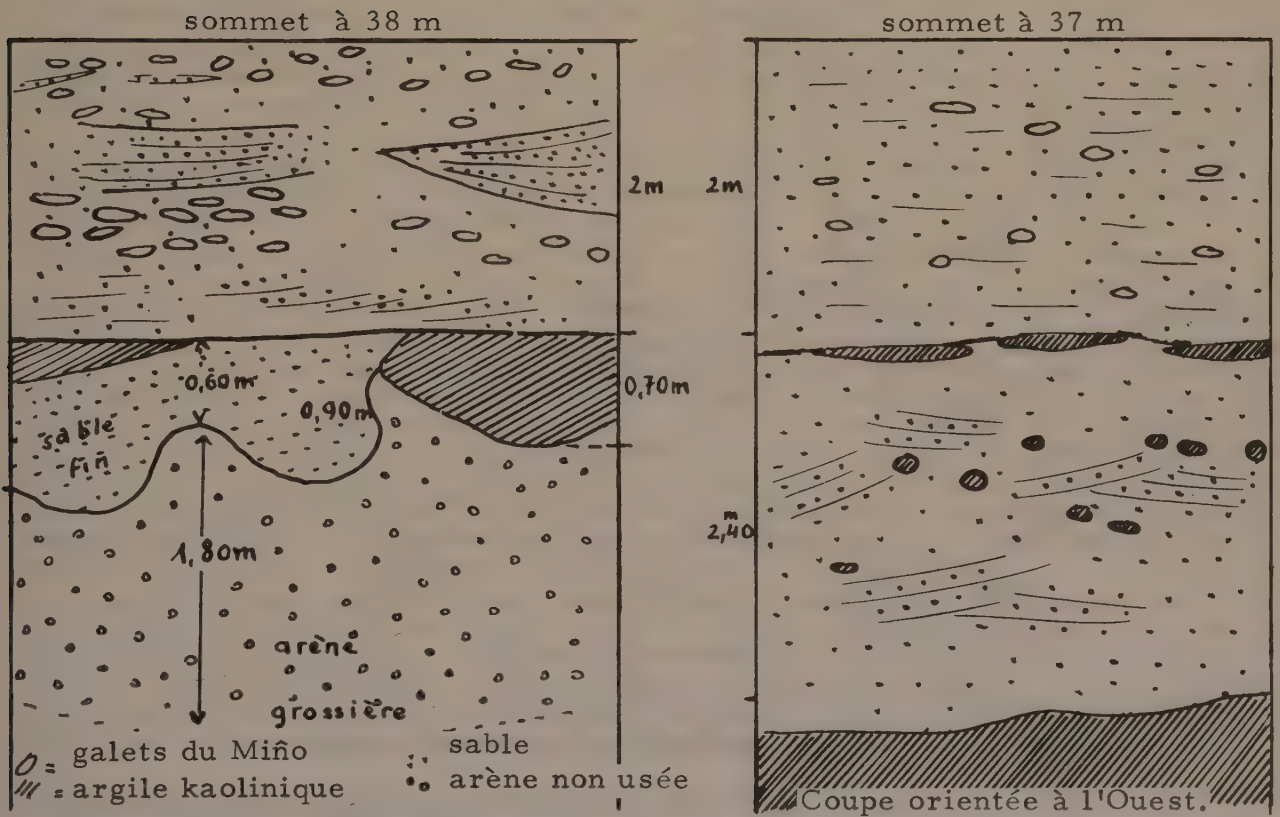


FIG. 45 A. — Gandara de Budiño, km 259



Coupe orientée à l'Est. Noter l'abondance du sable, le tronquage net par la terrasse.

Coupe orientée à l'Ouest. Observer la stratification entrecroisée des sables sous-jacents à la terrasse.

FIG. 45 B. — Cerquido.

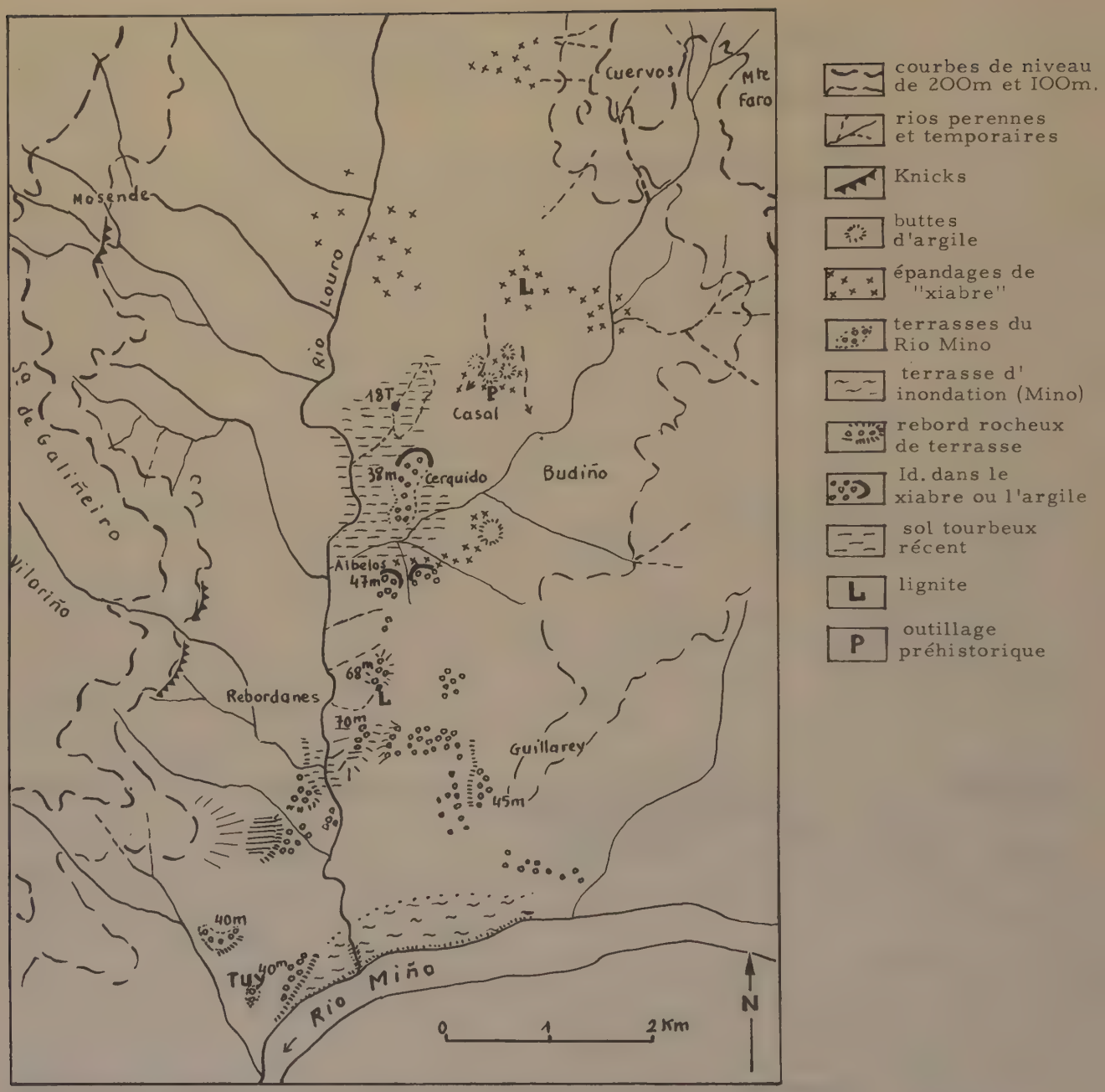


Fig. 46. — Carte morphologique de la « Gandara » de Budiño

Nous ne nous leurrons pas. Il est possible que ce schéma se trouve contrebattu, et de toute façon bien des incertitudes subsistent tant que d'autres analyses, polliniques en particulier, ne pourront pas être placées en regard de celle qui figure plus haut. Si nous comparons en effet le paysage de Budiño et celui que F. Oldfield a analysé dans la région de Biarritz se rapportant au Mindel-Riss, nous trouvons des différences considérables (1).

(1) F. Oldfield (359).

A Biarritz-Mouligna, 477 pollens d'arbres ont été comptés sur un total de 760 pollens et spores : *Abies, Tilia, Fagus, Betula, Quercus* et *Alnus* représentent 54 % des espèces arborées; on observe encore l'existence du Rhododendron pontique. M. Montenegro de Andrade étudiant pour sa part un niveau tourbeux sous-jacent à une terrasse de 65 m du Miño, et inclus dans une argile, présente ce que devait être l'ambiance végétale lors du remaniement de celle-ci (fin de Glaciaire ?). Le pin est de type *silvestris* et constitue 57 % des pollens d'arbres, le bouleau 2 % et le châtaignier 4 %. Il s'agirait ici du *Gunz* pour les sédiments sous-terrasse, celle-ci pouvant par son altitude être rapportée au Gunz-Mindel (1). En Espagne, J. Menendez-Amor et F. Florschutz, à partir de l'examen de sédiments de la région de Torralba (Prov. de Soria) où l'outillage acheuléen (ancien ?) voisine avec des ossements d'*Elephas antiquus*, offrent un autre repère. Les dépôts sont rapportés à l'interglaciaire Mindel-Riss. Le spectre pollinique offre l'image d'un paysage de steppe, à arbres épars (pins) et peu nombreux, au milieu de graminées; des chenopodiacées avoisinaient des flaques d'eau saumâtres. Apparemment, ces traits le rapprocheraient du nôtre (2). Mais ces pins (*Pinus silvestris*), paraissent devoir signaler plutôt une période froide. Enfin, les aspects de la flore *rissienne*, si l'on en croit M. Montenegro de Andrade, ont une physionomie encore plus froide au Portugal. Le pin recule devant le bouleau et les éricacées abondent (3).

Mais on ne saurait se contenter de simples comparaisons, quand une analyse fine de sédiments permet de mettre en évidence des oscillations parfois très brutales au sein d'un même diagramme. Celui que nous reproduisons fig. 55 en donne une remarquable illustration ! Cela nous incite à être prudent, et à laisser subsister l'incertitude de datation.

Quoiqu'il en soit, *nous détenons la preuve que des épandages torrentiels ont eu lieu lors des phases « glaciaires » qui au Quaternaire ancien et moyen, mériteraient plutôt le nom de « pluviales » ; que d'autre part la Galice connut au moins une fois alors des conditions climatiques de sécheresse accusée.* Il est certain *que la morphologie habituellement rencontrée dans les pays franchement méditerranéens a affecté notre région dans la première moitié du Quaternaire.* Le froid ne semble s'être vraiment manifesté avec ses incidences morphologiques qu'à partir du Riss, du moins dans la région méridionale du pays.

Les épisodes de façonnement du relief qui correspondent aux sédiments pré-rissiens, les plus abondants, ont contribué à l'élargissement du sillon méridien, car ils succédaient à une longue période d'altération des versants. Ainsi purent se réaliser les vastes glacis où l'ablation latérale fut importante. Les temps plus récents paraissent n'avoir connu que des processus moins efficaces. On notera certes, au Riss, l'apport des sables supérieurs de Budiño. Mais, ailleurs, de telles indications font défaut. Ce qui recouvre les sédiments torrentiels, ce sont des cailloutis de terrasse comme à Bertamirans, Ortoño et Sisalde, à 40-45 m. Assez médiocres accumulations du rio Sar, faites de matériaux assez mal usés, et perchés d'une dizaine de mètres seulement au-dessus du rio. Par opposition avec une terrasse de ce même fleuve trouvée à 1 km au N de Padron (Pedreda) à l'altitude de 7 m au-dessus du cours d'eau actuel (soit 3-2 m au-dessus du remblaiement flandrien de Padron) et où l'usure est mieux marquée (4), nous les considèrerions volontiers comme des terrasses climatiques rissiennes.

L'érosion au cours du Quaternaire récent semble donc s'être limitée au déblaiement d'arènes ou d'argile, à l'encaissement des talwegs dans les glacis, sur quelques mètres tout au plus. Sur les versants, un colluvionnement localisé traduit la retouche des glacis. Au Sud de Mos une coupe en apporte un exemple; un lambeau de matériel de glacis, haut de 2 m, est surmonté sur 0,50 m d'un sol fossile rubéfié (5), que recouvre une arène à disposition pelliculaire de 0,20 m d'épaisseur sur laquelle s'est constitué un sol gris (0,60 m) (Est du kilomètre 10). Comme le

(1) M. Montenegro de Andrade (**341**).

(2) J. Menendez Amor, F. Florschutz (**325**); l'altitude de Torralba (1 100 m) expliquerait aussi que les pins rencontrés soient de type *silvestris*.

(3) M. Montenegro de Andrade (**339**) : indications se rapportant aux gisements de Portocovo, Viana de Castelo.

(4) Emoussé 1 (E 1) = 313; émoussé 2 (E 2) = 400 [contre E 1 = 200 et E 2 = 328 à Bertamirans].

(5) M. R. Raynal, qui a examiné cette coupe en notre compagnie, suggère de rapporter le sol rubéfié à un début d'interpluvial relativement ancien déjà (Mindel-Riss), ce qui ne donnerait qu'un dépôt de 0,60 m durant le Quaternaire récent.

disent MM. Birot et Solé, «les perturbations périglaciaires n'ont pas atteint ces régions basses» (1) — au moins sous leur forme « classique » en domaine tempéré océanique —. Nous devrons considérer la Galice méridionale comme échappant à celui-ci à plusieurs reprises pendant le Quaternaire, pour participer à une ambiance voisine de celle qui régna sur les pays méditerranéens.

Au long de ces développements, qui nous ont entraîné vers les problèmes des paléoclimats, nous avons négligé de présenter les unités de relief supérieures à 300 m d'altitude et « riveraines » de l'accident méridien. Maintenant qu'ont été montrées les causes majeures de leur compartimentage, et les vicissitudes de l'histoire morphologique enregistrées par les secteurs continentaux déprimés, il est temps d'examiner ce que deviennent les plateaux engendrés par la surface fondamentale, à mesure que l'on va vers le Sud et vers l'Ouest.

(1) P. Birot et L. Solé (57), p. 47.

CHAPITRE II

LES NUANCES A L'EST DE LA DÉPRESSION MÉRIDIENNE

Les régions de la Galice du Sud-Ouest comprises entre les reliefs résiduels et la dépression méridienne n'offrent plus la continuité à laquelle nous étions habitué plus au Nord. Les éléments perturbateurs, à la fois plus importants et plus accusés, introduisent des différences sensibles à courte distance. De façon grossière, on peut dire que les paysages rencontrés dans le bassin du Tambre ne disparaissent que progressivement, sous l'effet d'un changement complexe de la lithologie et d'une densité croissante des accidents tectoniques. Ces derniers vont jouer le rôle prédominant dans la trame du relief à partir du rio Lerez, et un rôle important mais subordonné au facteur lithologique dans le secteur de Porriño - Salvatierra. Ce chapitre est consacré à l'analyse de ces nuances.

A. — ENTRE TAMBRE ET LEREZ : ÉTAGEMENT, DÉFORMATION ET REGRADATION DES PLATEAUX

(fig. 47, carte géol. et pl. hors-texte n° 5)

La disposition des sierras, décrite p. 189 et seq. est telle que les reliefs résiduels n'interviennent pratiquement pas pour séparer les bassins du Tambre et de l'Ulla, épisodiquement dans l'individualisation de celui de l'Umia par rapport à l'Ulla; ils ont au contraire un rôle de premier plan dans le seuil qui se dresse entre Umia et Lerez. Ces traits de répartition correspondent à un relèvement de plus en plus important du socle, réalisé déjà lors de l'exhaussement des sierras, puis après l'élaboration des niveaux éogènes.

1) Le point de départ de la surface supérieure éogène et son extension dans chaque bassin

Dans le Nord du bassin moyen de l'Ulla, nous voyons cet aplanissement s'adosser aux Montes del Bocelo et Careon, au droit de Boimorto. Dans la haute vallée du rio Catasol, vers Albite, l'altitude de départ est de 560 m environ, tandis qu'entre les rios Boente et Rendal les plateaux s'amorcent légèrement plus bas (520 m). De ces points d'appui partent plusieurs éléments qui vont s'abaissant de façon à peine perceptible en direction de l'Ouest. Le plus important sert de

LÉGENDE DES ESQUISSES GÉOLOGIQUES

CARTES n° 11, 28, 39, 47, 52, 59, 68.

1) TERTIAIRE & QUATERNAIRE

- sédiments néogènes et quaternaires
- marnes aquitaniennes

2) ECTINITES PROPRES AU N.W. DE LA GALICE

- schistes d'Ortigueira
- gneiss à grenats
- gneiss mylonitisés
- charnockites à amphibole, grenat, hypersthène
- éclogites

3) ROCHES A ELEMENTS BASIQUES DE L'W. DE LA GALICE

- amphibolites
- pyroxénites, serpentinites
- gabbros, norites
- a) gneiss alcalins fins
  b) gneiss alcalins grossiers
- gneiss & granites hyperalcalins amphibolitiques, à riebeckite, ferrohastingite
- schistes & gneiss (migmatites)
- intrusions basiques

4) ECTINITES & MIGMATITES DE L'W. DE LA GALICE

- schistes de Bergondo & d'Ordenes (embréchites ?)
- a) schistes sériciteux
  b) schistes sériciteux à passées grèseuses
- schistes métamorphiques
- schistes & gneiss migmatitiques
- gneiss oeillés (et glandulaires) à biotite, parfois amphibolitiques
- granites gneissiques (2 micas, à orthose) = anatexites

5) GRANITES SYNTECTONIQUES

- granite à 2 micas, orienté
- granite non orienté (à 2 micas, grain moyen, homogène)
- a) granite à grain fin - b) aplite

6) GRANITES INTRUSIFS ET DIORITES

- granite de la Corogne a) grossier, hétérogène b) homogène, grain moyen
- granite type Pindo, et Traba (à biotite) riche en quartz
- granite à biotite (Caldas, Porriño)
- cornéenne
- granodiorites, granites trondhjémitiques

7) TERRAINS CAMBRO-SILURIENS (GALICE ORIENTALE)

- ollo de sapo (conglomérat infra-cambrien ?)
- schistes argileux, sériciteux, ardoisiers...
- schistes gréseux
- a) calcaires
  b) quartzites
- grès

- failles — fractures probables
- filons de quartz — pendages
- plongement des couches
- Limites d'affleurement: sûres — probables

Esquisses établies d'après les cartes d'I. PARGA PONDAL, J.M. LOPEZ de AZCONA, NAVARRO, E. DEN TEX, IRSINGER, BALLI, VON RAUMER, et observations personnelles.

Echelle

0 2 4 6 8 10 Km

R. LENGUELLE
ÓRDENES
R. SAMO
R. MANDEO
M. ARO DA FONTE
R. TAMBRE
EL PINO
ARZUA
SIERRA DEL CAREON
R. PAMBRE
R. SIONLLA
PENEDO DE VIGO
M. DE LAS MINAS
M. CORNADO
TIERRA DE MELLID
R. ULLA
VALLE DE CAMBA
PICO SACRO
R. LEDESMA
CRUCES
SIERRA DEL FARELO
R. DEZA
R. ULLA
R. ARNEGO
Sa DEL CARRIO
M. DEL SALTO
TIERRA DE DEZA
M. SAN SEBASTIAN
TABEIROS
SILLEDA
LA ESTRADA
VALLE DE
R. DE CURANTES
VALLE DE
VALLE DE CAMBA
Sa DE LA CABEZA
LALIN
M. CABALAR
R. UMIA
TIERRA DE SUAPICA
VALLE DE TRASDEZA
R. ASUEIRO
R. DEZA
SIERRA DEL FARO
ONTEIRO GRANDE
R. LEREZ
DE MONTES
M. UCEIRO
CERDEDO
M. SURRIBAS
PICO SECO
R. OSERA
M. MARCOFAN

FIG. 47

ligne de partage des eaux, actuellement, entre les bassins-versants du Tambre et de l'Ulla. C'est ainsi que d'Arzua ou de Boimorto à Labacolla, en passant par Dodro et Cerceda, s'étend une échine longue d'une trentaine de kilomètres, large de quelques kilomètres, et développée sur les schistes d'Ordenes, les schistes à grenats ou les amphibolites du « lopolite » de Santiago (cf. profil El Pino 2, *fig. 48*). Les cotes, passées à 450 m environ à partir des environs de Dodro, se maintiennent au-dessus de 400 m jusqu'aux sources du rio Sionlla. Quelques bosses l'accidentent localement, mais leur envergure réduite n'en fait pas de vrais reliefs résiduels. Les uns, comme le Monte Cornado (471 m) au Sud de Burres, sont liés à la lithologie (ici amygdale de gneiss œillé). Les autres ne sont apparemment pas dérivés d'un fait d'érosion différentielle : Montes de las Minas (450 m), Castelo (497 m) et Pena Deitada (488 m) (1).

De part et d'autre de cette échine axiale, la surface éogène principale a subi des retouches variées. Au Nord, elle a connu une dégradation lente, et ses contours deviennent imprécis autour des alvéoles engendrés par les affluents du Tambre (rios Noa, Mera et Sionlla). Le profil El Pino I, fig. 48, en est une illustration. Du côté du Sud, l'ouverture des alvéoles des rios Lañas et Beseños, tributaires de l'Ulla, a respecté une plus grande partie de ce niveau. Sur 9 km du Nord au Sud, de Dodro à l'Ulla en passant par Burres et Branza, il forme un plan incliné de 430 à 390 m, exception faite des « verrues » des Montes Cornado et Viso (462 m), dégagé dans les schistes d'Ordenès et les gneiss œillés. Un peu plus à l'Ouest, les Montes de las Minas sont flanqués vers Cebreiro et Torreis de prolongements eux aussi inclinés vers le Sud jusqu'à 370 m. Il en va de même des interfluves adossés aux Penedos de Vigo, et allongés en direction du Pico Sacro. Ce curieux relief constitue un remarquable *inselberg* culminant à 530 m, au pied duquel le filon de quartz massif qui en constitue l'armature a été nivelé sur 3,300 km à une cote voisine de 400 m. A son pied l'Ulla a scié ce dyke en une gorge impressionnante.

Retenons donc de cette rapide présentation l'altitude d'ensemble assez faible de la surface supérieure éogène; son extension vers l'Ouest (pourtant arrêtée avant d'arriver aux abords du sillon méridien de Padron), et son inclinaison en direction de l'Ulla.

Au Sud de ce fleuve, nous avons dit au chapitre précédent comment l'aplanissement éogène prenait naissance : adossé aux Sierras del Faro et del Farelo, il s'étend dans la majeure partie du Valle de Camba. Né cette fois aux alentours de 680-620 m, il va s'abaissant jusqu'à 560 m vers Golada-Muimenta, tout comme, en avant de la Sierra del Carrio (Peña Redonda) il s'incline en direction du Nord jusqu'au rio Orza et jusqu'à Cruces. Largement défoncé ensuite dans les environs du rio Arnego inférieur où ont joué de multiples fractures WSW-ENE, il cesse d'être alors reconnaissable. Au N de Cruces, il est vraisemblable que les lignes de crêtes subégales venant donner des reliefs de 520-540 m à proximité de l'Ulla en sont des témoins résiduels, car elles se développent dans un contexte lithologique varié (3). Rappelons que sur l'autre rive, c'est à 400-420 m que nous trouvions le même niveau; nous allons y revenir. La vérification de cette identification de l'aplanissement supérieur éogène est apportée en tous cas par son développement dans les Valles de Deza et de Trasdeza. Tout au long du flanc oriental de la Tierra de Montes, nous pouvons suivre en effet l'abaissement de son point de départ; de 640-600 m aux sources du rio Chedas, il passe à 560-550 m près du rio de Gandan, 540 m en avant du Monte Chamor et dans la région de Silleda, où il chevauche granites gneissiques et paragneiss. Autour du bloc du San Sebastian (748 m) dont le profil lourd est hérité de l'ancienne surface des sommets, le développement d'un épaulement à 600 m est trop court pour qu'une inclinaison éventuelle puisse être observée en direction de l'Ulla.

(1) Pour ces deux derniers toutefois une disposition alignée SW-NE et parallèle permet de suspecter quelque influence de filons de cette direction. I. Parga cependant n'en mentionne aucun ainsi orienté sur ses cartes récentes (**383**) et (**383 bis**).

(2) Il s'agit en fait d'un glacis incliné à 2,4 % environ, entre 440 et 360 m. Le chicot sommital le domine par une pente de 20-30°; il ne se développe d'autre part que vers le Sud (Llanos de la Sierra) alors que le flanc septentrional est un puissant versant concave sur un niveau de terrains à 250 m. Nous y retrouvons les conditions de façonnement étudiées par G. Bertrand (**42**), p. 290-291, pour la muraille de quartz du plateau de Montredon-Labessonnié.

(3) Schistes d'Ordenès (sériciteux ou chloriteux), micaschistes, gneiss glandulaires; cf. cartes d'I. Parga (**383 bis**) et de A. Navarro (**344**); ces deux cartes se complètent, la première n'étant dressée que pour la province de la Corogne, la seconde ne concernant que le N de la province de Pontevedra (l'Ulla sert de limite).

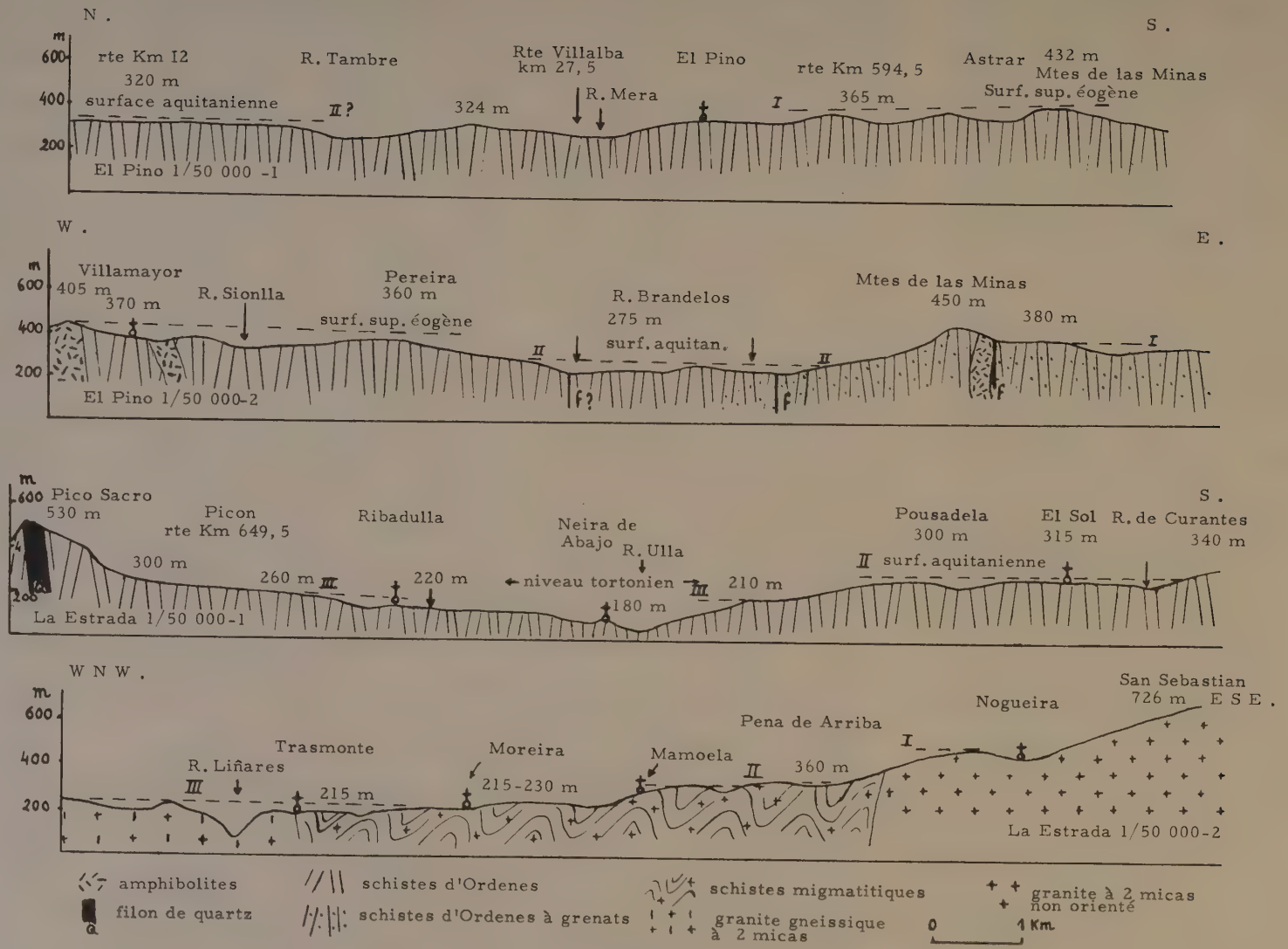

N .
S .
m
600
400
200
rte Km I2
320 m
surface aquitanienne
II?
R. Tambre
324 m
Rte Villalba
km 27, 5
R. Mera
El Pino
I
rte Km 594, 5
365 m
Astrar
432 m
Mtes de las Minas
Surf. sup. éogène
El Pino 1/50 000 -1
W .
E .
Villamayor
405 m
370 m
R. Sionlla
Pereira
360 m
surf. sup. éogène
R. Brandelos
275 m
surf. aquitan.
II
F?
F
Mtes de las Minas
450 m
380 m
I
El Pino 1/50 000-2
Pico Sacro
530 m
Picon
rte Km 649, 5
Ribadulla
300 m
260 m
III
220 m
Neira de
Abajo
R. Ulla
niveau tortonien
180 m
210 m
Pousadela
300 m
El Sol
315 m
R. de Curantes
340 m
II surf. aquitanienne
La Estrada 1/50 000-1
W N W .
S E .
San Sebastian
726 m
Nogueira
Pena de Arriba
I
360 m
Trasmonte
R. Liñares
III
215 m
Moreira
215-230 m
Mamoela
II
La Estrada 1/50 000-2
amphibolites
filon de quartz
Q
schistes d'Ordenes
schistes d'Ordenes à grenats
schistes migmatitiques
granite gneissique
à 2 micas
granite à 2 micas
non orienté
0
1 Km

FIG. 48

Que conclure de la différence d'altitude entre les deux flancs du bassin de l'Ulla ? Que le fleuve occupe fort probablement comme en amont une zone déformée en creux. La surface fondamentale était d'ailleurs déjà gauchie dans le bassin du Tambre, favorisant là aussi le développement d'alvéoles. Mais ici le style paraît en être différent. Pour comprendre la « dénivelée » entre les deux éléments du même plateau d'érosion, il faut qu'une fracturation ait également joué un rôle dans la zone proche du fleuve, selon une direction SW-NE. Or, les cassures anciennes du socle sont, dans le secteur qui nous occupe, surtout NNW-SSE (1). Pourtant, on observera que l'Ulla semble guidé par des fractures SW-NE en plusieurs lieux (2), et que la région de Cruces et de l'Arnego inférieur est affectée d'accidents parallèles, comme on l'a déjà dit plus haut. Le fleuve s'est probablement installé, par conséquent, dans la partie la plus basse d'un plan incliné et en bordure d'une zone faillée, relevée de façon complexe entre les cassures. Par ailleurs, nous avons constaté qu'entre Mellid et Golada, le niveau d'érosion aquitanien n'est pas sensiblement dénivelé (v. p. 232-233) et qu'il en va de même dans les pays situés en aval de Puente-Ledesma. *Cela revient à dire que déjà des mouvements déformants avaient affecté le premier aplanissement éogène avant l'Aquitanien.* La déformation du socle galicien s'est poursuivie ensuite : nous y reviendrons après l'analyse des éléments de relief aquitaniens et postérieurs.

Si nous continuons notre examen des premiers plateaux d'érosion éogènes davantage vers le Sud, nous constatons que les altitudes de départ à 600 m autour du Monte San Sebastian restent à des cotes voisines aux abords occidentaux de la Tierra de Montes : 640 m - 620 m dans la conque supérieure du rio Umia, comme dans celle du rio Lerez ou du rio Castro son affluent (v. profils La Estrada-4 et Cerdedo-3, *fig. 49*). Pour une bonne part, l'extension des plateaux au détriment des reliefs résiduels tels que le Coto Vello (710 m), l'Outeiro Grande (777 m) ou son prolongement méridional, le Murada (724 m), qui forment la ligne de séparation entre les bassins de l'Umia et du Lerez, a été favorisée par l'affleurement de micaschistes. Ceux-ci occupent les surfaces de Llanada, Lans-Ferrada, Cachafeiro, dans le secteur du haut Lerez (3). Toutefois dans la vallée supérieure de l'Umia, schistes et granite gneissique se partagent les affleurements. Sur les schistes, la surface prend une topographie mamelonnée, occupée par la lande; le redressement des bancs presque à la verticale y détermine en divers lieux de petits « galiñeiros » hauts de quelques mètres. Sur les granites, les croupes convexes, rarement accidentées de petits tors, sont plus massives et moins ravinées : cf. profils Cerdedo 3, Cerdedo 1.

La continuité du développement de la surface supérieure éogène est affectée, comme sur les flancs du bassin de l'Ulla, par l'existence d'alvéoles. Cela est dû pour une part à la nature des terrains. Entre le bord oriental du Monte Cabalar et le remarquable plateau de Fonte Blanca, plus à l'Est, une brèche est ouverte à hauteur de Nigoy, voie de passage aisé entre les bassins de l'Umia et de l'Ulla, par l'intermédiaire du rio Linarès : (profil Cerdedo 1, fig. 49). Elle coïncide avec une bande schisteuse dans laquelle s'inscrit aussi la petite cuvette de Codeseda-Quintas, alors que les granites encadrants ou intercalés permettent une meilleure conservation des plateaux, voire des reliefs résiduels (tel l'Outeiro Grande). Mais la tectonique a apporté aussi sa contribution, notamment dans l'élaboration de l'alvéole de Quireza, où se rencontrent deux accidents : l'un guide un moment le rio Quireza (SW-NE); l'autre est exploité par un affluent NNW-SSE (4). Ces quelques interruptions n'aboutissent cependant pas à brouiller notre cheminement sur le niveau de 600 m qui reste fort net, sans déformation sensible en gouttière, sans inclinaison vers l'Ouest non plus, qui auraient fait de l'Umia ou du Lerez des rivières « conséquentes ». *Mais le renforcement des reliefs de sierras et la position plus perchée de l'aplanissement supérieur éogène font de ces rivières des cours d'eau plus torrentiels que l'Ulla;* l'extension réduite du niveau inférieur éogène dans leurs bassins souligne aussi le caractère moins aéré de leurs vallées.

(1) I. Parga donne le tracé de quatre d'entre elles, sur sa dernière carte publiée en 1964 (383 bis).
(2) Tronçons Puente-Ameneiro-Cartegada, Tronceda-Pte San Justo, Sud du Dombodan.
(3) Le contact granite-schistes se fait selon une ilgne Codeseda-Folgoso-Alfonsin (NW-SE).
(4) Ces fractures sont déduites de la raideur des pentes rectilignes des versants (20-25°), de la présence de roches mylonitisées, et de l'orientation oblique des diaclases par rapport aux vallées.

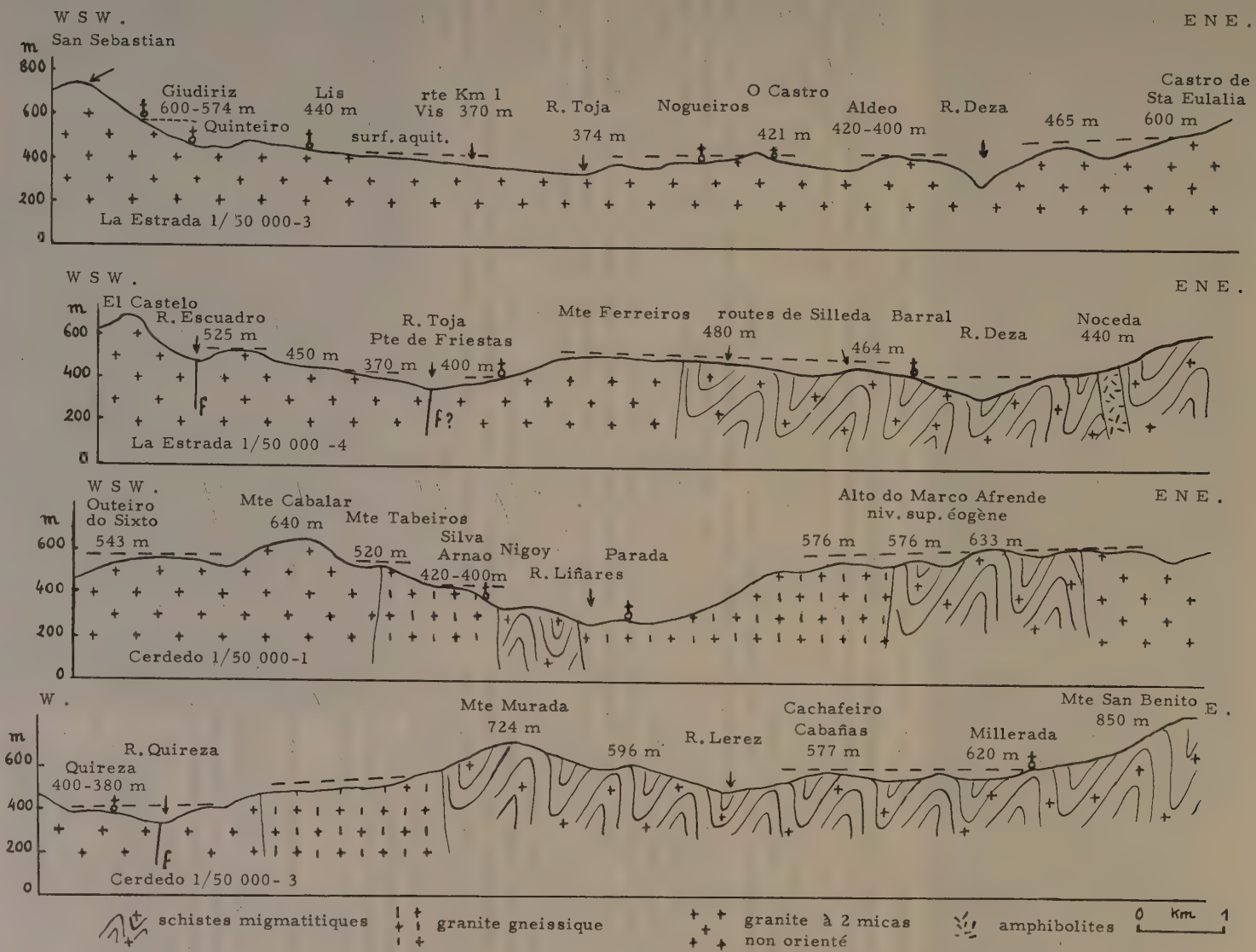

W S W.
San Sebastian
E N E.
m
800
600
400
200
0
Giudiriz
600-574 m
Quinteiro
Lis
440 m
rte Km 1
Vis 370 m
surf. aquit.
R. Toja
374 m
Nogueiros
O Castro
421 m
Aldeo
420-400 m
R. Deza
465 m
Castro de
Sta Eulalia
600 m
La Estrada 1/ 50 000-3
W S W.
E N E.
El Castelo
R. Escuadro
525 m
450 m
R. Toja
Pte de Friestas
370 m
400 m
Mte Ferreiros
480 m
routes de Silleda
464 m
Barral
R. Deza
Noceda
440 m
f
f?
La Estrada 1/50 000 -4
W S W.
Outeiro
do Sixto
543 m
Mte Cabalar
640 m
Mte Tabeiros
520 m
Silva
Arnao
420-400m
Nigoy
R. Liñares
Parada
Alto do Marco Afrende
niv. sup. éogène
576 m
576 m
633 m
E N E.
Cerdedo 1/50 000-1
W.
E.
Mte Murada
724 m
596 m
R. Lerez
Cachafeiro
Cabañas
577 m
Millerada
620 m
Mte San Benito
850 m
R. Quireza
Quireza
400-380 m
f
Cerdedo 1/50 000- 3
schistes migmatitiques
granite gneissique
granite à 2 micas
non orienté
amphibolites
0 km 1

Fig. 49

2) L'emboîtement des niveaux d'érosion ultérieurs

Le développement de l'aplanissement aquitanien est surtout remarquable dans le bassin de l'Ulla. Dans ceux de l'Umia et du Lerez, il occupe le seuil entre Umia et rio Linarès (affluent de l'Ulla) et les interfluves des régions de Nigoy et Codeseda. L'altitude est alors de 440-420 m, et sa topographie mamelonnée sur un substratum schisteux. Du côté de l'Est, un talus partiellement lié à la lithologie (gneissique) rachète par une pente de 13° environ les 140 m qui séparent les deux surfaces éogènes. Plus à l'Ouest, l'emboîtement est réalisé dans les granites, au pied des Montes Cabalar, comme en avant des reliefs résiduels entre Umia et Lerez. De même, l'alvéole du Quireza est flanqué à l'Ouest par les éléments d'un niveau à 400-430 m environ, bosselé de tors granitiques et cerné par le talus net quoique de pente variable (10-18°) du Chan de Salgueiron. Le Lerez s'y encaisse durant 5 km de cours en aval de Serrapio.

L'envergure plus considérable du plateau d'érosion « aquitanien » dans les pays de l'Ulla moyen permet d'en mieux préciser les aspects. Au Nord comme au Sud du fleuve, les altitudes y sont plus basses que dans le secteur que nous venons de quitter. Sur le versant septentrional de la « cuenca » de l'Ulla, on peut l'observer à 320 m environ, dans les alvéoles des rios Lañas et Brandelos. Dans le premier, l'emboîtement est bien réalisé vers Cebreiro (pentes de 12-14°), et les interfluves assez bien conservés. Dans celui du rio Brandelos, le niveau n'est visible qu'à l'Ouest, ce qui crée une dissymétrie assez accusée entre les deux bordures; en outre, il se résoud plus vite en lanières s'abaissant vers les zones de convergence des rios. Ceux-ci occupent des bandes schisteuses alors que les interfluves sont fait d'amphibolites alternant avec les schistes. Il est réalisé aussi sur le flanc du Pico Sacro exposé au NE et à l'E, où il chevauche les affleurement de schistes et d'amphibolites. En approchant de l'Ulla, les cotes deviennent légèrement moins élevées : 280 m par exemple à Turas, ou dans l'éperon de méandre de Circes. Au Sud de l'Ulla et dans la zone des sinuosités du fleuve, on repère aisément des formes symétriques en aval de Salgueiros : 280-310 m vers Oujame-Insua (éperon de méandre), 330-350 m au sud du rio Deza, comme près de Pazos sur le Campo-Marzo où de beaux interfluves planes ont été respectés, ou dans la Braña de Neira (1). En s'approchant des sources du rio Toja, le profil se relève légèrement jusqu'à 400-420 m, soit encore 100 m en contrebas de l'aplanissement supérieur près de Silleda. Plus en aval enfin, l'alvéole schisteux du rio de Curantes, au droit de la Estrada, s'est ouvert dans un ensemble de terrains nivelés à 300 m et dont dérivent les paysages vallonnés et couverts de lande du Valle de Tabeiros. Comme on le voit, la dénivellation entre les deux versants aux abords du rio Ulla, bien marquée pour le niveau supérieur éogène, s'est considérablement atténuée pour le niveau inférieur. Si l'on s'en tenait aux aspects du paysage à partir de ce dernier, on trouverait bien des similitudes avec ceux que l'on rencontre dans les pays du Tambre.

Nous insisterons cependant sur un fait original. L'aplanissement aquitanien, déjà reconnu dans la conque de l'Ulla supérieur (la Ulloa), est fortement réduit et défiguré dans une zone large de 7 km avant de s'épanouir autour du rio Lañas. Cette bande de terrains est le lieu d'une accentuation de la pente dans le profil longitudinal du fleuve, d'un raidissement (jusqu'à 26-30°) des versants de sa vallée qui prennent une allure convexe. La lithologie ne peut que très partiellement l'expliquer : près de Portodemouros et du barrage récemment installé là, les schistes apparaissent lardés de quartz dont les dykes donnent sur les versants des saillants de quelques mètres de haut (2). Mais la coïncidence de la zone des gorges avec un bloc encadré de deux longues fractures du socle subméridiennes laisse la priorité au facteur tectonique, croyons-nous.

(1) Là, le plan topographique, à 330-250 m, tronque plusieurs affleurements, notamment entre les kilomètres 645 et 636. Se succèdent schistes, granites, schistes migmatitiques, et à nouveau granite.

(2) Leur orientation, N 260 gr, accompagne un contact lithologique : passage aux gneiss glandulaires vers Oujame-Ribadulla; elle est orthogonale aux anciennes cassures.

Surface nivelée, vers 220 m, *rapportée à la phase d'aplanissement miocène.*
Bord occidental du rio de Liñares vers Arjoriz (clichés pris du kilomètre 5,5 de la route La Estrada-Puenteulla).

Glacis de Fragas.
(Rive Nord du rio Lerez). Vu du kilomètre 640,7 de la route Pontevedra-Madrid (feuille 1/50 000 Villagarcia). Observer la netteté des angles à l'amont des glacis, leurs contours sinueux, et le profil transversal multiconvexe des plans faiblement inclinés.

Les failles, anciennes, peuvent avoir rejoué avant et après la période d'érosion éogène. Le petit rio Troncedas a d'ailleurs un profil longitudinal convexe, perché au-dessus de l'Ulla de près de 100 m.

Quoiqu'il en soit, l'étagement des deux plateaux pré-miocènes reste le trait majeur des trois bassins supérieurs et moyens que nous venons de considérer. Il *s'y ajoute, comme pour les pays de Galice nord-occidentale, le développement d'un niveau supplémentaire, que nous assimilons à notre palier tortonien* du « golfe brigantin ». Sa localisation reste confinée aux secteurs assez proches du sillon méridien et nous y avons fait allusion lorsque nous avons traité de cette forme majeure et de son environnement; v. p. 213 et seq.). Dans le bassin de l'Ulla et au Nord comme au Sud du fleuve, il s'étend du Pico Sacro au système hydrographique du rio Santa Lucia (coupe la Estrada I, *fig. 48*); de là, il communique avec les secteurs de même altitude réalisés au Nord-Ouest, car l'Ulla, lui, s'en détourne pour s'encaisser entre deux horsts isolés : le Mte de Meda et le Gesteiras. Ce fait est d'ailleurs le témoignage de l'antécédence du fleuve par rapport à cet épicycle miocène. De l'analyse de détail, il ressort les traits suivants :

— Une altitude moyenne de 250-200 m, particulièrement bien conservée aux abords du Pico Sacro vers Vilanova (Sud), ou entre Quian et Rubial (NW), dans la région d'Oca au Sud du cours d'eau, et surtout au N de la Estrada de part et d'autre du rio Linarès inférieur (v. profil la Estrada-2, *fig. 48* et photographie 63/16/4+5, *planche XII*) ainsi que juste en face, dans le bassin du rio Pereiro.

— Un emboîtement inégalement marqué, encore que souvent bien apparent (1).

— Une topographie monotone, qu'accentue fréquemment le boisement; il en résulte la dissimulation des accidents de détail tels que l'exploitation différentielle des roches, les épandages colluviaux localisés, l'irrégularité des versants.

Nous retenons aussi l'importance du travail de l'érosion à son détriment. L'Ulla y a réalisé une vallée évasée mais profonde de 120 m. Son ampleur, qui peut atteindre trois kilomètres d'un sommet de versant à l'autre, représente l'action érosive du Plio-quaternaire en réponse à l'épirogénie fini-miocène ou plus tardive. La dissection est bien entendu plus marquée près du fleuve. « Richuelos » et rios y ont creusé des vallées dont les pentes sont sensibles (2); cependant s'y trouvent associés des glacis, qui introduisent des changements à courte distance. Les modalités de son développement conduisent à se demander ce qui a commandé sa localisation. Le fait majeur paraît être la lithologie, à en juger par le rôle de « verrou » joué par le filon de quartz du Pico Sacro, par l'obstacle du granite à deux micas sur le flanc occidental du horst du Monte Meda; par son extension au contraire dans les micaschistes du pays de la Estrada, de Sales, Susana (3).

Dans le bassin de l'Umia, le même niveau se retrouve, largement développé entre Cequiril et Caldas de Reyes et dans tout le Valle de Moraña. Il en a déjà été question p. 213. Là, le fait lithologique, s'il a joué au Sud de Caldas, ne peut plus être invoqué dans les environs de Cuntis. Le long du rio Gallo, l'allure est celle d'un véritable niveau d'auge remontant le long de ce cours d'eau jusqu'à former le col qui le sépare du rio de Pousada; il est possible qu'une fracture, elle-même indéniable, ait aidé à son façonnement par l'altération qu'elle a dû faciliter (4). Il est curieux de constater, en regard de l'extension de ce palier d'érosion le long du rio Gallo, l'absence de toute pénétration le long de l'Umia à même altitude en amont de la confluence entre les deux cours d'eau. Par contre, il se rencontre une série d'épaulements au bord méridional du Castro Sevil ou sur le flanc septentrional des Mtes Pedroso et Poza Pinilla, c'est-à-dire de chaque côté du fleuve, avec des cotes restant subégales autour de 300 m. Or, immédiatement en

(1) Au pied du Pico Sacro, pente de 8° du côté du Sud (Vilanova-Sabredo); près d'Oca, talus incliné de 14° sur une dénivellation de 80-100 m; de même près de Berres. Au Nord de la Estrada, le passage entre le niveau aquitanien et ce niveau miocène est par contre insensible.

(2) 8-10° dans les environs du rio Liñarès, 9-18° vers Arjones et au N de la Estrada.

(3) Il existe en outre, sur la rive Nord de l'Ulla près de Ribadulla un palier séparé par une pente de 8° du niveau qui nous occupe. Il s'étend, vers 100-120 m d'altitude, sur 10 km². De même, près de Trobe une surface assez plane se développe à 160 m, entaillée par des vallons évasés, à fonds plats. Mais ces faits sont très locaux, et nous manquons d'éléments justificatifs.

(4) Il s'agit, dans le détail, d'un plan rocheux légèrement incliné, partant d'un knick bien net en plusieurs endroits (Piñeiro, Arcos...).

arrière s'étend le niveau aquitanien coté 420 m. A cette zone d'épaulements granitiques de 300 m correspond un secteur de gorges pour l'Umia, qui dévale 100 m en 4 km (soit une pente de 2,5 %) (1). *On peut se demander, dans ces conditions, si ce n'est pas un indice de l'étalement des déformations du socle galicien jusqu'au Pliocène, et si les replats à 300 m ne sont pas des témoins du niveau miocène dénivelé par rapport au champ de failles du Valle de Moraña et au horst de l'Acibal.*

Ce qu'offrent les contrées du Lerez inférieur présente bien des similitudes. Le palier miocène remonte le long du Lerez et de son affluent le Manesas. Il constitue une série de méplats vers 320-270 m entre lesquels le Lerez s'encaisse à partir de Dorna. Le rio descend alors de 240 à 80 m, soit de 160 m en six kilomètres; la pente de son profil longitudinal est alors de 2,66 %; en aval, il suit une fracture subméridienne dont la partie septentrionale est utilisée par le Manesas. Les épaulements prennent alors un peu plus d'ampleur, comme vers Campo-Lameiro, Fontanes ou Quintan. Assez brutalement ensuite, à partir de l'A° de Berducido — un autre rio de fracture NNW-SSE — et à l'Ouest du rio Almofrey de l'autre côté du Lerez, les cotes des échines nivelées se maintiennent autour de 220-180 m, comme dans le Valle de Moraña. L'hypothèse d'un relèvement différentiel de l'épicycle miocène, déjà avancée pour le bassin de l'Umia entre Cequiril et Caldas, pourrait à nouveau rendre compte de cette situation. Elle acquiert plus de vraisemblance encore si l'on rappelle que c'est à partir du cours de l'Umia que les niveaux éogènes se trouvent le plus relevés dans les secteurs amont.

On arrive donc à cette conclusion — qui reste certes provisoire — que la région de Galice occidentale située au Sud de l'Ulla et à l'Est des abords de la grande dépression méridienne ont manifesté, de longue date et pendant plus longtemps, une tendance à un soulèvement accentué : étalement et forte altitude des sierras, niveaux éogènes et miocène portés à cent mètres environ plus haut que dans les pays situés au Nord de l'Ulla et autour du sillon méridien; gauchissement du socle poursuivi jusqu'au Pliocène, voire au Quaternaire, si l'on admet que les terrasses les plus hautes du rio Miño ont été déformées.

3) L'évolution postpontienne

L'évolution post-pontienne est assez peu originale; les traits les plus apparents rappellent ceux que nous avons signalés pour les régions situées au Nord du Tambre. On notera toutefois que le burinage par les eaux courantes prend plus de netteté que dans le vaste domaine des schistes d'Ordenès, à la fois à cause de la lithologie et du volume montagneux. Aussi les formes de regradation lente sont-elles moins étendues et moins générales. *Le bassin de l'Ulla* en offre les meilleures conditions, puisque les roches schisteuses constituent une bonne partie du substratum et puisque les altitudes restent moins accusées. Le creusement à partir des divers aplanissements y a été accompagné ou suivi par le *façonnement de versants-glacis* en de multiples endroits. Le premier système de pentes de ce type se rencontre à quelques kilomètres en aval du barrage de Franceda-Portodemouros, vers Insua, Circes, et surtout le long de la vallée affluente du rio Lañas; il se développe là au détriment des plateaux aquitaniens. Il en va de même entre les Montes de las Minas et la barre du Pico Sacro, vers Fuentes-Rosas et Puente-Ledesma. Leur perchement par rapport aux fonds des vallées actuelles est variable selon la taille des rivières. Aux abords de l'Ulla, il dépasse 40 m. Dans les petites vallées, ou bien les versants-glacis conduisent à un couloir à fond plat, ou bien ils se terminent par un talus convexe assez raide; parfois les deux types de raccord coexistent, donnant ainsi des vallées dissymétriques (2). Les

(1) Les gorges comportent des versants à profils convexes, atteignant 30° de pente.

(2) Les pentes des vallons peuvent ainsi varier entre 7-10° et 18-24°; les dénivellations correspondant aux talus abrupts peuvent dépasser 30 m. La dissymétrie rencontrée parfois ne peut être liée à des phénomènes périglaciaires, car l'empâtement reste limité (colluvionnement inférieur à 1 m) et les versants doucement inclinés sont tournés tantôt vers l'Ouest, tantôt vers l'Est. Dans presque tous les vallons, les fonds sont tapissés d'alluvions supportant des prairies, dans lesquelles s'inscrivent les lits ordinaires des rios.

paysages qui s'étendent de part et d'autre du système hydrographique du rio Brandelos ou au Nord du Pico Sacro vers Susana-Rodiño en donnent plusieurs exemples. Dans le bassin aval de l'Ulla, les glacis sont indifféremment réalisés au détriment du palier miocène ou des éléments de surface aquitanienne. Aussi leur ampleur et leur inclinaison sont changeantes. Aux environs du rio de Curantes, des versants-glacis inclinés de 10° portent les terroirs de hameaux, que morcèlent les entailles des affluents (encaissés de 50 m en amont, 15-15 m seulement aux abords des cours d'eau principaux).

Les quelques cas examinés en détail ont montré que cette topographie n'était pas sans rapport avec les données structurales. Les glacis du Curantes se développent sur des schistes cristallins, en contrebas des étendues granitiques. Les alvéoles du rio Lañas, du rio Brandelos, bénéficient à la fois de la présence de schistes chloriteux et de l'existence de fractures anciennes de direction méridienne.

Dans le *bassin du rio Umia,* la conque de Codeseda-Nigoy est elle aussi affectée par un rajeunissement; des vallons à pentes convexes ont morcelé l'aplanissement aquitanien. Mais là encore l'encaissement ne peut être récent, car les pentes douces des versants (1) contrastent avec la pente encore forte du profil longitudinal; en outre, les vallées sont plus amples que ne laisserait supposer la médiocre puissance des cours d'eau. Le fait notable ici est la localisation des glacis uniquement dans le bassin supérieur du fleuve : la partie du cours de l'Umia de part et d'autre de Ciquiril est en effet taillée dans un granite à deux micas de faciès fin; cette roche n'a cependant pas été un trop gros obstacle à l'érosion linéaire, parce que très poreuse (porosité totale = 10). La conque est ainsi verrouillée vers l'aval, et les plans topographiques doucement inclinés ne réapparaissent que dans la dépression tectonique adjacente du rio Gallo (Cuntis). Ils sont alors à peine réentaillés et se fondent, à leur naissance, avec les éléments de l'épicycle miocène; il va sans dire que la fracturation du socle, qui avait déjà facilité la réalisation d'un palier local a joué une fois encore pour aider à l'aménagement des glacis.

Le cours du Lerez, enfin, est accompagné à son tour par des plans inclinés dont la localisation est, une fois de plus, dépendante de données structurales le plus souvent : les cas les plus patents s'observent sur la rive Nord du fleuve à partir de Montes (San Isidro) et surtout vers Muimenta et Fragas (cf. photographie 59/6/2, *planche XII*). Dans ce dernier secteur, le profil transversal des versants-glacis est une suite de dos convexes, formant un niveau de croupes surbaissées et inclinées vers le Lerez de 8° en moyenne. Les ruisseaux qui descendent des flancs du Monte Acibal y dessinent des creux évasés, où les champs cultivés sont nombreux. Leur encaissement ne s'accuse que vers l'aval, car les glacis sont perchés de 50 m environ au-dessus du Lerez. A l'ouest de Montes (vers Parada), c'est une bande de schistes flanquée de granite grossier très vite altéré qui coïncide avec le développement de ce paysage. De même la partie Est du système de pentes de Campo-Lameiro est ouverte dans des schistes; une fracture a permis un défoncement plus accusé dans la partie centrale; toute la partie occidentale est liée à la présence d'un granite grossier, porphyroïde même; les glacis cessent par contre dès que le granite acquiert une texture fine (2). Les têtes des ruisseaux s'amorcent par ailleurs différemment selon la nature des roches : plus ramifiées dans les schistes, elles se creusent plus rapidement et comportent peu de colluvionnement. Dans les granites au contraire l'arène peut être épaisse et empâter les talwegs. Mais l'essentiel des glacis est peu affecté par ce phénomène; leur surface, si elle dérive d'une altération différentielle, a été dégagée des débris, ce qui nous oblige à admettre un nettoyage dans des conditions de torrentialité plus forte que de nos jours.

Comme dans les autres régions de Galice, nous avons la quasi-certitude que cette phase est antérieure au Quaternaire récent, car certaines *terrasses fluviatiles* s'adossent aux extrémités de ces surfaces rocheuses, et en reprennent parfois des éléments, alors que d'autres s'inscrivent en contrebas des glacis. *Sur les rives du rio Ulla,* nous avons repéré plusieurs traces d'un niveau

(1) Cf. au pont de Codesal, entre Nigoy et Codeseda, où les versants encadrant l'Umia ont entre 5 et 10° seulement.

(2) Le granite grossier s'observe, au long de la route Pontevedra-Campo-Lameiro, des kilomètres 19 à 13,5; une bande de granite fin correspond aux avancées que les contreforts du Mte Acibal dessinent vers le SE (alignement NW-SE). A partir du kilomètre 9, le faciès grossier réapparaît, et avec eux les glacis qui accompagnent le rio de Berducido.

à + 50-60 m au-dessus du fleuve. Au NE de Sinde (1), une coupe haute de 2,50 m montre un cailloutis de petite taille (dragées de moins de 5 cm de diamètre) dont l'usure est très marquée (émoussé des quartz = 500, aplatissement = 1,91); la composition pétrographique montre une forte prédominance des quartz à côté de quelques granites et de quartzites venus nécessairement de l'amont (2). La disposition des galets en lits serrés qu'enrobe un liant sableux fin n'est pas dérangée malgré une consolidation des plus médiocres. Ici, le lambeau de terrasse ne s'appuye pas contre un élément de glacis. Toutefois, plus en aval à Sinde, et plus encore à Quintans sur la rive opposée, de beaux méplats rocheux à la même altitude par rapport au fleuve ont été façonnés en extrémité de glacis. A défaut de la certitude absolue que ceux-ci existaient de façon indubitable lors du dépôt de terrasses à + 55-60 m, il est en revanche à peu près sûr qu'ils étaient aménagés lors de l'accumulation que l'Ulla a réalisé à + 40-45 m. A Piñeiro, en effet, une terrasse repose sur le plan faiblement incliné qui, partant du Monte Meda, s'étend vers Puente-Cesures. L'extension du cailloutis est assez vaste. On y rencontre une composition très voisine de l'accumulation précédente (prédominance écrasante de dragées et galets de quartz) avec laquelle se note une analogie de granulométrie et d'émoussé (3). En outre, un matériel fin d'altération y est mêlé, qui contient encore 90 % de kaolinite, contre 10 % d'illite : preuve que le nettoyage des versants avait encore fourni en abondance des éléments d'altérites à ce moment-là.

D'autres terrasses plus récentes ont été inventoriées aux abords de l'Ulla moyen. Or l'une d'elles, celle qui se situe le plus en amont, s'inscrit à + 15 m, en contrebas d'un glacis (Puente-Ledesma). Quelques caractères différencient ce dépôt des autres plus anciens : à côté des quartz, les schistes sont bien représentés ainsi que les micas au sein du liant terreux qui enrobe la formation caillouteuse. L'usure est aussi moins marquée (250), et l'aplatissement est plus réduit (1,68). La granulométrie par contre est plus grossière, les éléments les plus gros atteignant 20 cm de grand axe. Nul doute qu'entre cette terrasse et les plus anciennes ne se soient intercalées des conditions nouvelles (froid ? roche directement attaquée ?). Deux autres lambeaux de terrasses à + 12-15 m rendent ce fait plus patent. A la confluence de l'Ulla et du rio Deza, un grand épandage de galets occupe un alvéole où s'est logé le hameau de Jucarelos. Là, quartz, quartzites, schistes et granites, souvent de grosse taille (jusqu'à 50 cm) reflètent l'apport torrentiel du Deza (4). Les caractères morphométriques des galets de quartz sont très comparables à ceux de Puente-Ledesma (5). Nettement plus en aval, enfin, et à une altitude comparable par rapport au fleuve, un lambeau assez restreint d'accumulation caillouteuse a été retrouvé entre Valiñas et Freijeiro (6). Un peu plus hétérométrique, elle contient elle aussi des gneiss et des schistes à côté des quartz (ces derniers prédominants, et plus petits en général).

Au long des rives de l'Umia, nous n'avons rien trouvé qui puisse attester l'existence d'épisodes de remblaiement fluvial; quelques méplats rocheux sont des indices trop ténus et suspects pour que nous en fassions état. Aux abords du *rio Lerez,* par contre, des accumulations se retrouvent à 60 m au-dessus du fleuve, accompagnées d'étendues rocheuses de même altitude et très vraisemblablement d'origine fluviatile. Elles se groupent dans les huit derniers kilomètres du cours. Le premier élément se situe près de Los Cortizos (rive gauche; cailloutis épars bien usés, et abondants); il paraît se prolonger sur la même rive par les replats de las Rozas, distants de 1,200 km. Plus près de Pontevedra, une terrasse d'accumulation existe encore au kilomètre 6,1 de la route Pontevedra-Campo; quartz et quartzites, en galets de taille moyenne et petite, sont abondants à + 60 m (7). Presque en face sur l'autre rive, le vaste replat subhorizontal de Cons,

(1) Kilomètre 69,7 route Padron-Puenteavea.

(2) Aux dimensions de 3-5 cm, les quartz comptent pour 92 %, les quartzites pour 4 %, les schistes pour 2 %; à celles de 5-15 cm (plus rares) nous avons noté 76 % de quartz, 18 % de granites et gneiss, 6 % de quartzites.

(3) Usure de 455, aplatissement médian de 2.

(4) La roche en place qui supporte la terrasse affleure, en un plan doucement incliné, jusqu'à Vilacalva-Rendo; autrement dit, le cailloutis fossilise un glacis développé dans cette confluence anormalement ample.

(5) Emoussé 294, aplatissement médian 1,65.

(6) Kilomètre 66,5 environ de la route Padron-Puenteavea, à 2,5 km en aval de Puenteavea. Les plus gros galets comptent 66 % de quartz, 22 % de granite, 6 % de gneiss; rares quartzites et schistes. Vers les tailles de 4-8 cm, les quartz forment 80 % des galets, les quartzites 6 %, granites et gneiss 6 %, schistes 6 %; les fragments plus petits se partagent entre quartz (60 %) et schistes (22 %).

(7) Emoussé bien marqué (417); aplatissement assez petit (1,64).

aux mêmes cotes, ne porte plus que quelques galets émoussés épars mais qui attestent le passage du fleuve à ce niveau. Dans presque tous ces cas, nous voyons, en arrière des traces d'action fluviatile, de nets versants-glacis bien dégagés. Le Lerez nous paraît donc en avoir retouché ou utilisé les extrémités, avant d'encaisser nettement son lit. Aucune trace de terrasses plus récentes n'a été notée pour le Lerez si ce n'est à Pontevedra même (cf. plus loin p. 310).

Ainsi Ulla et Lerez ont dû façonner un talweg à 60 m au-dessus du lit actuel (1); mais la trace n'en est conservée que sur les quelques kilomètres les plus proches des rias où ils se jettent aujourd'hui. La datation d'un tel épisode est malheureusement impossible avec les éléments dont nous disposons. D'un côté, il est probable que certains glacis s'y raccordaient plus ou moins bien; d'un autre côté, d'autres formes similaires, dans les rias ou près du sillon méridien, sont amorcés nettement plus bas et quelques uns s'abaissent jusqu'à plonger sous les eaux. Dans une hypothèse eustatique, que soutiendraient les niveaux de terrasses du Miño à + 60 m suivis de l'Océan jusqu'à Salvatierra, on devrait admettre un raccordement des rios à un niveau de base déjà placé dans les actuelles rias — à moins de considérer que toute trace d'accumulation fluviale ait disparu depuis par l'élargissement des bras de mer —. On serait aussi conduit à admettre au moins deux générations de glacis. Dans une autre hypothèse, les terrasses de 60 m seraient des dépôts liés à la surcharge que durent réaliser les apports d'altérites nettoyées des glacis, (donc des accumulations « climatiques ») au même titre que certains cônes torrentiels édifiés sur les marges des rias (v. p. 297 et seq.). Ces derniers pourraient alors avoir été amorcés en même temps, et plus profondément défoncés ultérieurement (glacis polygéniques), tandis que les premiers auraient été protégés dans leur évolution par la faiblesse de l'érosion regressive lors du Quaternaire récent. Les deux hypothèses ne se contredisent pas, à nos yeux. Un niveau marin à + 60 m a dû exister sur les côtes de Galice, et l'élaboration des plans inclinés par nettoyage a pu commencer en fonction de lui; quant à la faiblesse de l'érosion regressive en amont du sillon méridien, elle va être démontrée dans les lignes qui suivent. Le caractère polygénique des glacis est par ailleurs très probable.

Quoiqu'il en soit, les terrasses de l'Ulla et du Lerez sont des jalons qui aident à mesurer la valeur de l'encaissement des fleuves au cours du *Quaternaire moyen et récent*. Celui-ci est de l'ordre de 60 m près du couloir méridien, et de 40 m ou moins en amont. C'est relativement peu si l'on tient compte de la faible distance qui sépare les sierras des actuelles rias. A-t-il été entravé par un jeu tardif de la tectonique ? ou par des phénomènes d'ordre lithologique ? les deux à la fois probablement. En tous cas, l'Ulla, seul, a pu réduire en partie les bandes de terrain qui barraient sa vallée; l'érosion regressive n'a laissé subsister que quelques petits secteurs où se note un lit rocheux sculpté de marmites ou franchissant des barres granitiques. Pour la plupart, ils se rassemblent dans le secteur où le fleuve passe entre les horsts du Gesteiras et de Méda, entre Puente-Cesures et Vilar. A hauteur de Lamas (2), les versants granitiques ont un profil convexe raide (30-32°) et dénudé, les dalles de granite à deux micas apparaissant bien dégagées dans le paysage. Mais le profil en long n'enregistre qu'assez mal le passage de cette zone. Il en va tout autrement du rio Umia; son bassin se trouve nettement perché par rapport au Valle de Moraña et à l'alvéole de Cuntis auxquels il se raccorde par une zone de rapides; le rio passe des cotes de 300 à 80 m en 7 km (pente de 3,1 %) au moment où il traverse des contreforts du Castro-Sevil-Mte Cabalar et du Campo de Los Cruces. Ainsi, les aplanissements éogènes se trouvent peu disséqués par l'érosion regressive. Le profil en long, régularisé et en palier dans le Valle de Moraña, est cependant brisé lorsque le fleuve pénètre dans les abords du batholite de Caldas. Là une barre du cornéenne très résistante, et son environnement granitique fait de dalles courbes, ont enpêché le rajustement du profil en long. Une cascade (décomposée en trois paliers, et prolongée par une « glissade », sur une dalle convexe à peine affectée par des diaclases espacées (3)

(1) Rappelons que nous avons trouvé dans l'environnement des glacis et des rias de la Corogne et de Betanzos des terrasses à cette altitude (dans la vallée du rio Mero).

(2) Kilomètre 73 route Padron-Puenteavea. Là, le granite est remarquable par sa faible porosité (porosité totale de 0,9 %). Pourtant, 40 % des quartz sont fissurés, dans l'échantillon prélevé comme témoin.

(3) La dalle n'est en effet coupée que par des fissures espacées de 4,50 m en moyenne; sur l'ensemble des « rapides » de l'Umia, la dénivellation est de l'ordre de 40 m en 250 m ou 300 m, soit une pente moyenne de 15 % environ.

et rachetant une dénivellation de 15 m) révèle l'inaptitude de l'Umia à scier ces éléments antagonistes suscités par la lithologie. Dèjà, le Jallas n'a pu venir à bout de dalles courbes sur lesquelles ses eaux glissent sans vraiment entamer le massif granitique. Ici, seule la partie externe de l'intrusion a joué un rôle identique. De toute façon, l'érosion récente s'est trouvée affaiblie, et cela pourrait expliquer la conservation exceptionnelle du niveau d'érosion miocène dans ce secteur. Dans le profil du rio Lerez, les accidents se placent à nouveau dans les derniers kilomètres. En remontant le fleuve, une première gorge s'observe à hauteur du kilomètre 651 de la route Pontevedra-Orense. L'encaissement y est irrégulier, et des versants convexes se dessinent essentiellement à partir des méplats rocheux situés vers 50-60 m. Pas de vrais rapides ici, la roche étant relativement pourrie. Mais 1,500 km plus en amont (1), le Lerez descend d'une vingtaine de mètres en 150 m de distance horizontale (13 %) après un tronçon où des fractures avaient contribué à faciliter l'affouillement du lit. Encore une fois, par conséquent, l'érosion récente se révèle déficiente pour la régularisation des profils en long. Rien d'étonnant alors de noter dans la pente du Lerez traversant les granites entre Pedre et Sacos, des valeurs de 2 à 6 %. Comme ces dernières gorges se situent entre 280 en 180 m d'altitude, le profil n'est pas près de prendre une allure concave régulière.

Nous voici donc amené à considérer comme relativement mineure l'efficacité des processus fluviatiles au Quaternaire. Ce n'est pas la première fois que nous faisons cette constatation. Elle nous explique assez bien pourquoi les éléments d'aplanissements tertiaires sont relativement bien conservés malgré la répartition des reliefs. La différence de comportement des rios, outre qu'elle recouvre une opposition entre un grand fleuve et deux plus petits torrents, paraît en outre renforcer l'hypothèse d'un soulèvement plus prononcé et plus prolongé du socle dans la Galice méridionale (2).

B. — L'INFLUENCE DES CHAMPS DE FRACTURE : PAYS DE PUENTE-CALDELAS ET HORSTS RIVERAINS DU SILLON MÉRIDIEN

Entre le cours du Lerez et les limites septentrionales du batholite de Porriño, s'étend le domaine où les plateaux sont les plus morcelés, et en même temps les plus étroits. Rappelons que le Lerez est encadré par l'avancée vers l'Ouest de plusieurs bastions résiduels des Sierras (Outeiro Grande, Coto da Conta au N. du fleuve, Sierra del Seijo au Sud). A partir de la vallée du rio Verdugo, la Sierra del Suido s'aligne, décalée de 10 à 12 km par rapport à l'axe de la Tierra de Montes. Or les rias de Pontevedra et de Vigo pénètrent pour leur part largement au sein des terres : Pontevedra n'est qu'à vingt kilomètres des versants de la Sierra del Seijo, et l'Anse de San Simon n'est distante que de seize kilomètres des flancs de la Sierra del Suido. Cette disposition ne constitue pas leur seule originalité. S'y ajoute dans une certaine mesure une lithologie plus homogène qu'au Nord de Lerez : les schistes métamorphiques et cristallins se réduisent presque uniquement au domaine des sierras, pour laisser dominer, sur le versant atlantique, le granite à deux micas; un éventail assez restreint de nuances est donc susceptible de se refléter dans les paysages : grain fin ici, grain grossier là, texture grenue non orientée, le plus souvent, ou gneissique en quelques endroits.

Surtout les effets d'une fracturation intense se lisent à tout instant. Certes, malgré elle, les profils restent lourds, les aspects de plateau très fréquents, et les éléments du socle galicien qui

(1) Entre les cotes 20 et 40 m.

(2) Le rôle de la lithologie ne doit pas être exclu dans cette comparaison; mais nous ne pensons pas qu'elle suffise à justifier la différence observée.

occupent le territoire entre Lerez et Oitaven appartiennent bien au même ensemble. Mais les contours géométriques des blocs sont dus à l'intersection de plusieurs directions de cassures car on trouve sur la feuille au 1/50 000 Puente-Caldelas un champ de failles très remarquable. Le réseau hydrographique en révèle la trame par sa disposition en baïonnette, par les vallées rectilignes opposées, les tronçons de rivières différentes se relayant pour signaler un accident, par les coudes brusques en zig-zag. Bref, tous les indices que le réseau hydrographique peut fournir (1) pour retrouver les failles quand on manque de preuves géologiques sont représentés ici.

C'est encore la tectonique qui impose son rythme aux environs du sillon méridien, et cette fois des abords de l'Ulla à l'arrière-pays de la ria de Vigo. Des horsts d'ampleur variable se succèdent en chapelet pour isoler les domaines de plateaux développés dans chaque bassin hydrographique. Notre présentation les ayant jusqu'ici négligés, nous les examinerons dans ce développement, où l'accent doit être mis sur la fracturation du socle.

1) Le pays de Puente-Caldelas

Une description analytique de cette contrée aussi fragmentée serait quelque peu lassante. Nous préférons en donner une étude regroupée autour des divers facteurs responsables des traits du relief, les traits dominants étant : les plateaux et leur modelé de détail d'une part, les versants et talwegs d'autre part.

a. ***Les plateaux*** : les formes usées et lourdes surprennent par leur étendue encore notable malgré une structure propice à la dissection. Sans doute les « touches de piano » sont-elles assez peu dénivelées les unes par rapport aux autres; sans doute aussi les rios sont-ils trop élémentaires pour venir à bout des volumes montagneux. Elles sont, à n'en pas douter, la continuation des éléments qui furent nivelés par l'érosion tertiaire. La nature essentiellement granitique des terrains n'en fournit pas la preuve, sauf lorsque des inclusions schisteuses ou des faciès distincts du granite sont juxtaposés. Mais il n'y a pas de hiatus entre les surfaces aplanies de la région précédemment étudiée et celles d'ici. Rappelons que les plateaux d'érosion éogènes encadrent les vallées de l'Umia et du Lerez avec des cotes de 610-570 m pour les plus élevés, 440-400 m pour ceux que nous considérons comme aquitaniens. Il importe de voir les rapports entre leur disposition et les phénomènes tectoniques. Sont-ils dérangés, dénivelés par les failles ? ou s'agit-il de failles nivelées puis affouillées ?

L'étendue des interfluves planes situés vers 600 m se limite rapidement au Sud du Lerez; seuls les abords mêmes des sierras en offrent quelques éléments; encore est-ce restreint au domaine situé au Nord du rio Verdugo (cf. profil Puente Caldelas I, *fig. 50*). C'est ce qui est dénommé « Tierra de Cotobad » sur la carte topographique au 1/100 000 n° 45 (Orense), et qui rassemble les plateaux situés à cette altitude : leur limite se place sur une ligne oblique NW-SE tirée de Sacos à Carballedo, au Nord du rio Almofrey, puis sur une autre qui joindrait Brea-Aguasantas-Antas, entre l'Almofrey et le rio Verdugo. Une interruption de cette dernière ligne est à noter cependant en un endroit qui permet l'avancée en éperon de la Sierra Castrada. Plus à l'Ouest, les plateaux les plus hauts ne dépassent guère 520-540 m, si ce n'est en quelques rares chicots. Or, nous allons voir qu'un épaulement, dont l'altitude ne se modifie pas et correspond à celle du niveau aquitanien (400 m), cerne indistinctement les compartiments situés de part et d'autre de ces limites. Force est donc de supposer que les plateaux supérieurs éogènes ont subi seuls une dénivellation. L'abrupt le plus net à l'heure actuelle s'observe au N de Carballedo. Le talus se suit sur 3 km avec des pentes de 18-20° sur 60-80 m de haut (Trabazo, Pazos). Aux

(1) Cf. M. Feio et R. Soarès de Brito (143).

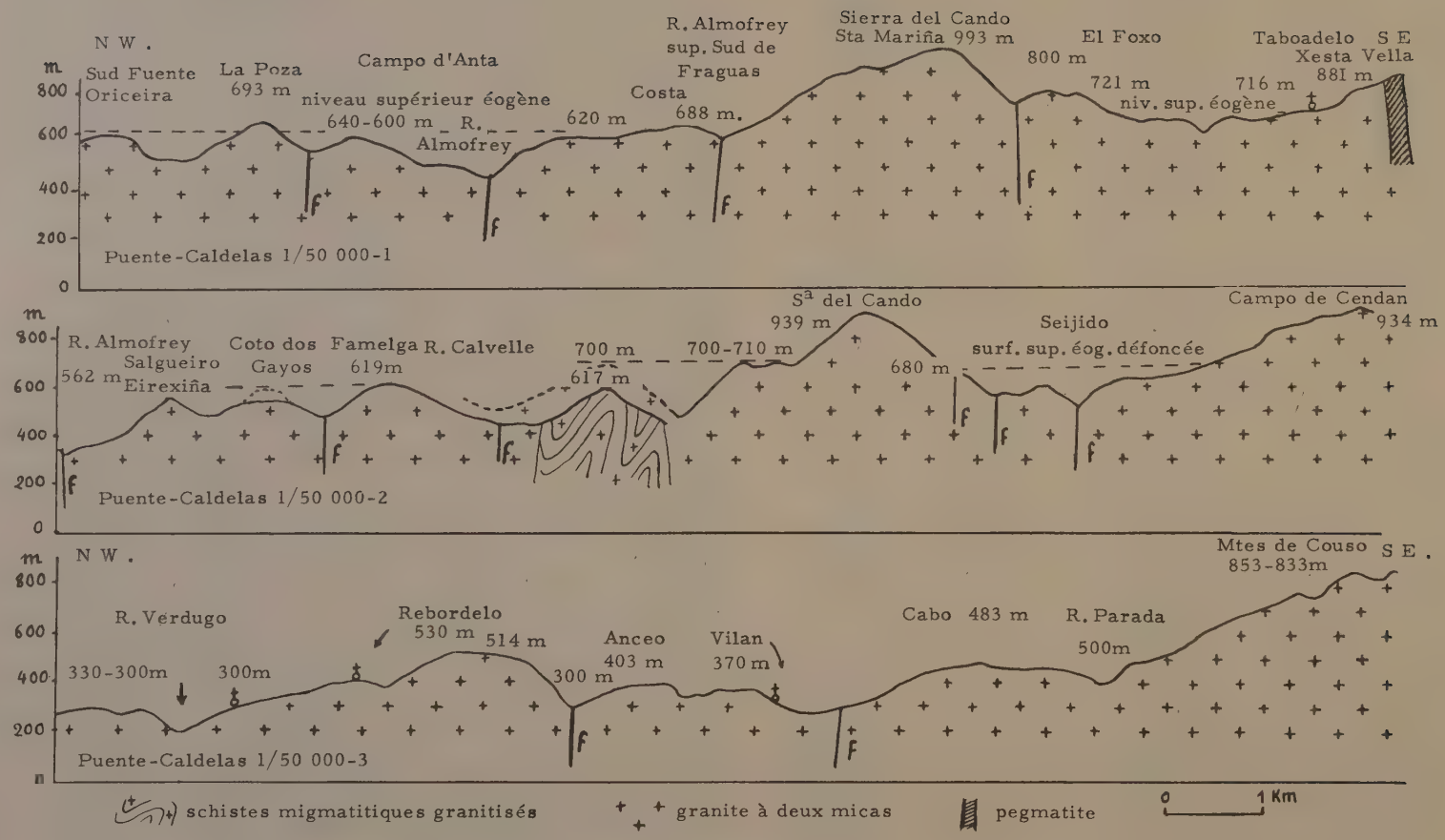

N W .
m
800
600
400
200
0
Sud Fuente Oriceira
La Poza 693 m
Campo d'Anta
niveau supérieur éogène
640-600 m
R. Almofrey
620 m
R. Almofrey sup. Sud de Fraguas
Costa 688 m.
Sierra del Cando Sta Mariña 993 m
El Foxo 800 m
721 m
niv. sup. éogène
716 m
Taboadelo
Xesta Vella
88I m
S E
Puente-Caldelas 1/50 000-1
R. Almofrey
562 m
Salgueiro
Eirexiña
Coto dos Gayos
Famelga 619m
R. Calvelle
700 m
617 m
700-710 m
Sª del Cando 939 m
680 m
Seijido
surf. sup. éog. défoncée
Campo de Cendan 934 m
Puente-Caldelas 1/50 000-2
N W .
R. Verdugo
330-300m
300m
Rebordelo 530 m
514 m
300 m
Anceo 403 m
Vilan 370 m
Cabo 483 m
R. Parada 500m
Mtes de Couso 853-833m
S E .
Puente-Caldelas 1/50 000-3
schistes migmatitiques granitisés
granite à deux micas
pegmatite
0
1 Km

FIG. 50

abords mêmes de Carballedo, une enclave schisteuse renforce sa netteté en y ajoutant les effets de l'érosion différentielle. Le second secteur de dislocation est plus anarchique, car des accidents NE-SW ont recoupé la ligne NW-SE sur laquelle s'est réalisé ce dénivelé. Il est en outre difficile d'apprécier l'état de dégradation des talus, car l'érosion aquitanienne en a oblitéré la position originelle.

Si l'on suit maintenant l'extension de l'aplanissement oligocène, on constate qu'il s'est développé à la périphérie de tous les plateaux culminant dans les interfluves. Ainsi, il accompagne la vallée du rio Lerez à 440-360 m en plusieurs lieux; il est présent dans le bassin de l'Almofrey aux mêmes cotes, où il vient buter, à Pazos près de Carballedo, contre l'abrupt de faille éogène. Dans la zone de Brea et surtout l'arrière-pays de Puente-Caldelas et d'Aguasantas, il cerne la Sierra Castrada et l'échine faisant interfluve entre le Verdugo et l'Oitaven, toujours vers 400 m. Vers Lama et Aguasantas, son extension recoupe des schistes et des granites, et entre Antas et Verdugo, des gneiss et des granites grossiers. Mais en même temps la complexité lithologique locale, ajoutée à l'interférence de fractures (1), en ont facilité le défonçage par l'érosion ultérieure (glacis).

Le fait que l'aplanissement aquitanien n'ait pas été affecté de dénivellations comme son prédécesseur fait admettre que les accidents tectoniques NW-SE n'ont pas rejoué depuis la fin de l'Eocène; mais la répartition des épaulements n'apporte aucun élément en ce qui concerne le jeu des failles NE-SW, les plus nombreuses, et les plus visibles dans le paysage. Ces dernières restent en effet toutes proches de la masse des sierras, et en amont des zones d'extension de l'érosion fini-oligocène.

Au Sud de la vallée du Verdugo, les topographies d'interfluves n'apparaissent plus que comme des fragments résiduels de plateaux considérablement étriqués. Les lourdes sierras viennent alors dominer indifféremment des lambeaux de reliefs planes à 500 m - 480 m (Estacas, Berducido, Gajate) ou à 400 - 420 m. Tel l'Alto de Canderon, qui avance une série de dômes à pentes modestes (8-10°) dépassant 650 m au sommet d'un bloc faillé (2); il domine de plus de 220 m le niveau oligocène entre Caritel et Antas. Tel encore le compartiment massif de l'Eira (885 m) circonscrit par les sillons méridiens des rios Alen (Est) et Barragan (Ouest) et qu'ourlent des épaulements à 400 m au Nord (Fornelos de Montes) et au Sud et Sud-Ouest (Portacurbo), alors qu'au SE s'inscrit un palier coté 480-520 m.

Les aspects de détail des reliefs de plateaux offrent assez peu de variété, quel que soit l'âge de l'aplanissement dont ils dérivent. Seuls deux types sont représentés. Ou bien ce sont des formes douces de dômes et croupes peu saillantes, ou bien ce sont des amas de tors plus âpres et plus dénudés, à versants raides et irréguliers. Mais de toute façon, les accidents topographiques sont de peu d'envergure : de quelques mètres à une trentaine de mètres. Les profils les plus atténués correspondent au granite à grain moyen, comme dans la sierra de Coirego au dessus de Carballedo, ou de part et d'autre de la vallée de Cavelle, au N d'Aguasantas. Au contraire, en granite homogène assez fin comme dans le Coto de Gallos et la sierra Castrada voisine, les tors grossièrement côniques ont des flancs irréguliers, de l'ordre de 30° de pente moyenne. On constate enfin que chaque secteur où une enclave schisteuse atteint quelque étendue, il s'y développe un bassin évasé, aux vallées amples et flanquées de glacis. C'est ainsi que l'aplanissement aquitanien est dégradé près de Lama, à proximité du rio Verdugo, comme le niveau antérieur dans la dépression du rio Cavelle.

b. ***Les vallées*** constituent la seconde grande famille de formes du relief, en raison de la densité des rivières et, pourrait-on dire, de celle des fractures. A côté du volume montagneux qui favorise la torrentialité, le réseau de fractures a permis l'affouillement des zones de roches broyées. Il en résulte un encaissement hors de proportion avec la faible longueur des organismes

(1) Aboutissement de la grande fracture jalonnée par le rio Barbeira.

(2) Ce compartiment est séparé des contreforts de la Sierra del Suido par la fracture que suit le rio de las Ermitas. La fracture se déduit du tracé rectiligne du cours d'eau, et l'angle qu'il fait avec les réseaux de diaclases (W-E, et NNW-SSE) et des cannelures verticales ou stries enregistrées par ces diaclases lors des mouvements de surrection ultérieurs. S'y ajoute la présence de « baños » (avec sources thermales) à Vilan, un peu au Sud de la confluence rio de las Ermitas-rio de Jiesta).

fluviatiles; des vallées en V étroit, des gorges, sont les traits majeurs des cours supérieurs de la plupart des rios. L'aval contraste avec les tronçons amont par la disparition de l'influence directrice des failles, et par un évasement assez général des vallées, où ont trouvé place quelques glacis. Une exception est à faire pour le domaine situé au Sud du rio Oitaven, où s'inscrit un style différent d'accidents, d'orientation méridienne.

Près des sierras la maille des fractures, presque toutes d'orientation NNE-SSW, est assez serrée; elle reste comprise entre 1 et 4,5 km et la continuité des cassures est révélée sur des distances horizontales de 3 à 12 km. Grâce à elles, les rivières ont pu creuser des gorges impressionnantes. Les dénivellations dépassent couramment la centaine de mètres à quelques kilomètres des sources seulement. Ainsi la vallée du rio Barbeira, affluent de rive droite du Verdugo, conserve sur 6 km de longueur un encaissement de 220-240 m (par endroits 320 m, comme à Barbeira de Arriba). Coulant en sens opposé, l'Arroyo de Seijo en est la réplique : 190 m d'encaissement par rapport aux reliefs de rive gauche, 320 m par rapport à ceux de rive droite; ce n'est que vers l'aval, où l'enfoncement est réalisé à partir d'un épaulement aquitanien, que la dénivellation reste inférieure à 120 m. De même, le rio Almofrey supérieur (3,500 km) coule entre des versants à pentes de 30°, à 140 m, voire 200 m en contrebas des interfluves. Seule la pente de la vallée située en aval de Batan s'évase quelque peu (pentes de 20°). Dans le système du rio Oitaven, l'Arroyo de las Ermitas a déjà été mentionné (v. p. 241 note infrapaginale); quoique plus ouvert que dans les cas précédents, le V de la vallée reste très accusé : 200 à 280 m séparent le fond du talweg du sommet des interfluves (pentes de 22°).

Les secteurs situés plus en aval ne trahissent l'influence de fractures que dans des lieux plus isolés et périphériques. Au Nord, l'accident principal est suivi par la rivière qui de Muimenta vient grossir le Lerez, et par le fleuve lui-même, de Fragas à Quintan : soit un sillon long de 8,5 km, ourlé de glacis (v. p. 235). Presque aussitôt après, le Lerez est sollicité par une autre cassure qu'il suit de Gargallones à Fragoso, d'orientation différente (NNW-SSE) et isolée (1). Nous verrons que ces fractures, comme celle qui conduit les arroyos Naval et San Vicente au Verdugo en aval d'Insua, sont à considérer avec les horsts riverains du sillon méridien; mais il faut dire ici que l'incision qui les exploite y a affecté des éléments de l'épicycle tortonien (Muimenta — Campo - Lameiro). Au Sud, les vallées de fracture se rencontrent sur le rio Oitaven et ses affluents de rive Sud. Le rio Oitaven pour sa part dessine un curieux zig-zag où les deux branches NE-SW, longues de 1,5 km, sont incontestablement guidées par des accidents. L'incision du lit, encaissé de 100-130 m, montre que malgré l'abaissement progressif des reliefs vers l'aval, les zones broyées ont été de déblaiement facile (2). Le détail du tracé, sinueux, entre les deux éléments parallèles du « Z » de l'Oitaven ne permet pas d'affirmer qu'il dérive d'une cassure Nord-Sud. Mais cela est très probable car à Oitaven même débouche une autre belle vallée de fracture méridienne, draînée par le rio Barragan. Son dessin sur 6 km, et le prolongement qu'en suggère le rio de Aboal jusqu'à Mondariz (soit cinq autres kilomètres) montrent l'importance prise par cette direction en Galice du Sud. Des dénivellations de 140 m et plus l'accompagnent.

Dans cette étude des vallées de fracture, nous avons constaté à plusieurs reprises que des restes d'épaulements aquitaniens subsistent de part et d'autre des talwegs (premiers kilomètres du rio Barragan, au Sud, par exemple). Donc les failles, si elles existaient antérieurement — ce qui est plus que probable — furent nivelées. Dans les secteurs aval, l'encadrement des vallées permet de supposer l'intervention d'un nivellement postérieur, que nous rapportons au Miocène (épicycle tortonien). Tel est le cas au long du Lerez inférieur. Aussi sommes-nous amené à y admettre un creusement effectué en plusieurs fois sans doute — attesté par les emboîtements de niveaux. Dans les parties moyennes et supérieures des vallées, où les versants sont d'un seul jet, le creusement dut être plus continu; la phase principale paraît du moins avoir été partout relativement récente. Quand on songe à la dégradation des talus au long du sillon méridien par exemple, et à l'altération sensible qui a persisté durant tout le Miocène, on envisage mal comment

(1) Cette direction paraît plutôt devoir être rapportée au système méridien qu'à celui d'orientation NW-SE; son prolongement septentrional conduit à une cassure N-S qui forme la bordure orientale du Valle de Moraña.

(2) Une brèche de faille a pu être observée au pont d'Oitaven, dirigée N 50°, accompagnée de blastomylonites, et de minces pincées de schistes : les diaclases ont en outre nettement cannelées.

les vallées de fracture seraient restées aussi étroites si elles avaient été façonnées en grande partie à cette époque. Le Miocène étant une période de soulèvement massif et général, il est certain que le creusement fut entrepris durant cette période. Toutefois, il nous a semblé, pour des raisons déjà dites, que la tendance épeirogénique s'est poursuivie plus longtemps à proximité des sierras que près du sillon méridien. Les failles anciennes n'ont vraisemblablement pas rejoué, mais les zones de roches broyées ont alors pu être exploitées davantage en amont.

Quand placer le ralentissement du creusement ? Les éléments de réponse à cette question sont ténus. Les glacis qui sont logés dans les parties aval des vallées de fracture témoignent d'un affouillement déjà très avancé au moment de leur élaboration. Ceux du Lerez, signalés au paragraphe précédent (§ A, 3) sont cependant perchés de 50-60 m au dessus du lit actuel. Aux abords de l'embouchure du rio Verdugo, ceux de Acebedo, Comboa sur la rive Nord le sont de 40 m environ. Mais leurs homologues plus en amont sont moindrement entaillés. Ainsi, à Aranza, (près de la confluence Verdugo-Oitaven) ou dans les environs de Puente-Caldelas. Là, le rio se trouve vers 280-260 m et les reliefs de 360 m restent à un kilomètre environ du cours d'eau. Cela laisse place à un système de versants façonnés en glacis doucement inclinés jusqu'aux dix-quinze derniers mètres au dessus du talweg (secteur de Covelo-Cuñas, Pazos). Des traits identiques s'observent vers Lama-Aguasantas, où l'aération des vallées est même exceptionnelle, et où les glacis sont à peine convexes à leur extrémité proche des cours d'eau. L'érosion regressive n'a guère, de toute évidence, pénétré très avant au sein des plateaux depuis le Quaternaire ancien. Ajoutons que l'évasement des vallées correspond presque toujours à des données structurales particulières : recoupement de fractures, ou présence de terrains schisteux ou hétérogènes, traversés ou non par les accidents. Où l'on retrouve une fois de plus un lien entre les glacis et les données structurales.

Au total, la topographie du pays de Puente-Caldelas, quoique densément hachée par les cassures, a été paradoxalement assez bien préservée de la dissection. C'est ce qui lui confère son originalité. Cela nous permet de lire aussi dans le paysage la *position de charnière* qu'elle occupe dans la fracturation du socle. On y remarque en effet que les accidents Nord-Sud, prédominants au Sud de la Galice, et répétés dans le bassin du Miño jusqu'à la côte de la Guardia, cessent assez brusquement à hauteur du rio Oitaven pour laisser place aux failles obliques surtout NE-SW, en même temps que, dans leur prolongement sur la côte, s'ouvrent les rias de Vigo et Pontevedra, de direction identique. Ce trait structural s'estompe au Nord du Lerez, et, curieusement, cesse aussi l'aspect tectonique dans la ria de Arosa. Il y a là, à nos yeux, plus qu'une coïncidence.

2) Les horsts riverains du sillon méridien et leurs abords

Dans les parages du sillon méridien, la tectonique ne s'est pas contentée d'inscrire une vaste dépression. La remarquable continuité de cette dernière, bien dessinée depuis Sisalde jusqu'à Redondela, est soulignée par une série presque aussi continue de horsts qui la dominent à l'Est. Du Nord au Sud, ce sont les masses du Mte Meda culminant à 447 m (N du rio Ulla), du Mte Gesteiras (710 m) et de ses prolongements (entre Ulla et Umia), du Mte Acibal (594 m) que contourne le Lerez, et le bloc de la Fracha (545 m max.) entre ce fleuve et le Verdugo, les reliefs plus inégaux enfin du Mte Morzon (479 m), des Mtes Galleiro et de la Sierra (744 - 621 m), des Mtes Salgueiron (621 m) et Castelo (543 m), en arrière de la baie de San Simon et du couloir de Redondela à Porriño.

Cette énumération, et la variabilité des altitudes montrent assez la complexité de cette bordure; et l'on soupçonne dès maintenant les difficultés qui vont surgir lorsqu'il s'agira de caractériser leur morphologie.

Les Mtes Meda et Gesteiras doivent être considérés associés. « Le massif où s'encaisse le rio Ulla ne présente pas de surface culminante bien nette, et ses rebords sont très disséqués. Cepen-

dant son profil d'ensemble montre qu'il est basculé vers le Nord de 700 m à Gesteiras à 250-300 m au Sud de Santiago, où il se perd dans une topographie ondulée qui dérive vraisemblablement par rajeunissement lent de la pénéplaine principale ». Telle est l'interprétation que MM. P. Birot et L. Solé donnent de ces reliefs (1). Notre examen des lieux aboutit à une définition plus complexe. Nous pensons qu'effectivement, les deux blocs ne doivent qu'à l'antécédence de l'Ulla d'être séparés (2). L'accident méridien doit se localiser sans doute à proximité de la Esclavitud, Puente-Cesures, Valga; le talus occidental en dérive. Quoique ourlé par les entailles de petits ruisseaux, il garde une continuité et un alignement assez nets. Du côté de l'Est, la fracturation du socle est également évidente, du moins du Sud de l'Ulla. Le rio Gallo jalonne une cassure SSW-NNE, poursuivie, le long du rio de Pousada, selon une direction franchement Nord-Sud. Au Nord de l'Ulla, le talus méridien qui court de Freijeiro à Teo ne se justifie nullement par la lithologie; cela conduit à admettre qu'il dérive du prolongement de l'accident du rio de Pousada. Ainsi, la qualification de horst est justifiée. Sa largeur actuelle est de l'ordre de 6 km, mais elle est le résultat d'une évolution importante du versant, et de la morsure d'un épicycle d'érosion postérieur au soulèvement.

S'agit-il « d'un fragment de pénéplaine principale basculé vers le Nord » ? (P. Birot L. Solé (57) p. 49). Le qualificatif de « pénéplaine » est admissible, du fait que la surface topographique du Mte Meda comme du Gesteiras tranche des terrains granitiques à l'Ouest et des terrains schisteux (schistes d'Ordenès) à l'Est. Bien sûr, les traits du paysage sont différents sur ces deux terrains, mais les altitudes restent très voisines. Elles sont seulement un peu plus continues sur les schistes, alors que sur les granites, on rencontre un alignement de dômes de mêmes cotes (3). Mais précisément la subégalité des sommets permet de suivre le développement d'un aplanissement porté aujourd'hui à 380-430 m de part et d'autre de l'Ulla. De voir aussi comment il s'arrête au Nord, vers Teo, Baseñas, Areal, au dessus d'un ensemble de terres ne dépassant pas 200 m d'altitude, et que nous considérons comme nivelé au Miocène. La dénivellation est de l'ordre de 120 m; le talus correspondant, médiocrement marqué dans les schistes (4°), s'accuse dans les granites (14°). Le niveau d'érosion ne se perd donc pas dans la topographie de rajeunissement lent du Sud de Santiago. En outre, il n'est guère basculé puisque les cotes voisines de 400 m sont étendues sur plus de 8 km du Nord au Sud (4). Au NE, il faut aussi faire la part des traits lithologiques (réduction des altitudes en terrains schisteux). Aux abords du Gesteiras, elles viennent buter contre un talus bien net, qui individualise le Mte Rosada et son environnement (Pico Calvelo, Alto de la Espiñeira). Le commandement est de l'ordre de 120 m, et la pente comprise entre 10 et 12° du côté de l'Ouest. Le Mte Rosada est un autre plateau porté à 530-480 m, que l'on suit sur 1,500 km d'extension du Sud au Nord, et 1 à 1,500 km d'Ouest en Est : dimensions suffisantes pour qu'il se dégage bien dans le paysage. Une inclinaison de la surface topographique vers le Nord est probable (3-4° environ). Enfin, sur ce plateau culminent deux coupoles résiduelles, l'une à 648 m, l'autre à 710 m. Nous les qualifions de résiduelles car quelques épaulements vers 500-470 m les cernent vers le Sud Est et le Sud (Outeiro de Lage, Outeiro do Corvo).

Nous retrouvons, par conséquent, l'emboîtement classique des aplanissements éogènes : le plus étendu ici est le plateau aquitanien, dans lequel l'Ulla a creusé sa vallée; le plus restreint appartient à la surface supérieure éogène, qui a laissé subsister le Gesteiras à la faveur, semble-t-il, de données lithologiques. Nous avons pu constater en effet que le sommet de 710 m est fait de granite de deux micas de grain fin et très homogène, à peine orienté, alors que sur l'Outeiro do Corvo, le granite est plus hétérogène, plus altéré, et comprend quelques inclusions de schistes.

(1) P. Birot et L. Solé (57), p. 49.

(2) Opinion de P. Birot et L. Solé (57), p. 49.

(3) Pena de Agrela (410 m), Mte Castelo (383 m), Mte Lapidi (418-424 m), Mte Meda (423 m au pied du tor culminant à 447 m), Mte San Juan (398 m) sur les granites; plateau de Piquiño (374 m), échine à l'E de Santa Mariña (420-430 m) sur les schistes.

(4) En suivant les altitudes sur l'ensemble du Mte Meda, nous ne décelons qu'une moyenne de 2° vers le Nord jusqu'à Grela-Baseñas.

Dans le détail des aspects du horst, nous avons relevé quelques nuances. La partie schisteuse, au NE, se signale par la dégradation sensible des talus, et par un abaissement assez net des altitudes. S'y ajoute la dissection partie de l'enfoncement du rio Ulla. Le domaine occidental, granitique, a pour caractéristiques le dégagement de bosses à versants convexes (moyenne 15°) par les ruisseaux élémentaires à pente forte. Une lande assez maigre masque le granite qui transparaît cependant par places, sous forme de blocs de petite taille à peine saillants. Malgré les pointements assez aigus des tors sommitaux, l'ensemble reste lourd. Au Sud de l'Ulla, la bordure occidentale du horst est davantage découpée. C'est que des fractures, NE-SW surtout, ont permis aux rios de l'entailler profondément (1). On remarquera que le talus qui sépare les deux aplanissements éogènes suit un alignement de direction identique, et il n'est pas exclu dans ce cas que ce soit sur une telle fracture que s'est produit le basculement de la surface supérieure éogène vers le NNE au pied du sommet du Gesteiras. Le secteur méridional est original, quant à lui, par l'importance du commandement du Mte Gesteiras sur l'environnement. Il domine le sillon du rio Gallo et les éléments de l'épicycle tortonien logés dans sa vallée de 450 m environ. De même, au SW, la dénivellation entre le sommet et le niveau de Carracedo-César (250 m) atteint 460 m : la pente est convexe jusque vers 340 m (elle passe de 10 à 20°), avant de laisser se développer un long raccord concave. Il est possible que là l'abrupt dérive d'une faille d'un âge difficile à préciser (2). Cela ne fait que rendre plus énigmatique l'extension d'un éperon en direction du Sud entre 380 et 300 m (bande de roche granitique plus résistante ?).

Quoiqu'il en soit, le horst complexe des Mtes Gesteiras et Meda nous semble avoir été dégagé, pour l'essentiel, au cours du Tertiaire : d'abord saillant au Sud, ce qui y permit l'emboîtement des niveaux éogènes, il s'est surtout surélevé au cours du Miocène, provoquant l'épigénie du rio Ulla. Mais comme au Nord et Nord-Est d'une part, au Sud et Sud-Est d'autre part, il est affecté par l'épicycle tortonien rencontré à des altitudes voisines, il n'a plus fonctionné comme horst depuis cette époque. Il n'a fait que participer aux derniers mouvements qui ont perché le palier miocène avec l'ensemble du socle.

La disposition représentée dans le compartiment Gesteiras-Meda est reproduite à grands traits plus à l'Est dans la masse de *hautes terres comprise entre l'Ulla et l'Umia,* entre La Estrada et Ciquiril. En effet, bordé à l'Ouest par le couloir du rio Gallo, à l'Est par le bassin du rio Liñares, un ensemble de reliefs offre des éléments aplanis vers 380-440 m au Nord (Alto de la Cruz, Pedra Rubia, Chan de Quenlla) et aux abords du rio Gallo, au droit de Cuntis (Mte de Fians). Un niveau de plateau les prolonge, en relevant les altitudes de 60-70 m : Chan de Curro (475-560 m), Pozo de Lagoa (500 m), Outeiro de Sixto (480-540 m). La distinction entre ces deux fragments d'aplanissement et le pays de La Estrada est transcrite dans le paysage par un talus de 10° environ de pente (cf. croquis d'après photo fig. 51). Les lambeaux de surfaces les plus élevés supportent le chicot résiduel du Castro Sevil (545 m) à l'Ouest; et vers l'Est ils cèdent la place à un relief plus massif dont les altitudes se maintiennent autour de 575-645 m (Mte Cabalar, Coto do Vela, Peñas). On retombe ensuite, toujours à l'Est, sur un niveau de plateau situé vers 400 m dans le pays de Nigoy. La totalité de la topographie est inscrite dans un granite grenu au Sud et à l'Ouest, dans un granite gneissique migmatitique au Nord-Est. L'emboîtement réalisé montre assez clairement, nous semble-t-il, l'association « classique » des deux niveaux éogènes, le Mte Cabalar étant probablement un relief dérivé de ceux des sierras. La répétition des aspects offerts par le horst Meda-Gesteiras voisin est en tous cas fort remarquable et confirme l'interprétation que nous avons donnée de son relief. On retrouve en particulier l'inclinaison vers le Nord. Mais on insistera aussi sur les différences d'altitude des blocs de part et d'autre du rio Gallo (100 m environ).

Le bloc qui s'étend *entre le sillon méridien et le tronçon de cours du Lerez inférieur,* guidé par une fracture NNE-SSW, constitue un autre compartiment de topographie complexe. Il a pour caractère propre d'avoir une disposition oblique par rapport au sillon méridien, et d'être échancré par le système de failles du Valle de Moraña, au Nord. Aucun mouvement de

(1) Cf. cours supérieurs des rios Valga et de Ferreiro.

(2) Le talus est rectiligne sur 2 km; mais il paraît avoir déjà été retouché par l'extension de l'aplanissement supérieur éogène (Outeiro do Corvo). L'emboîtement de l'épicycle tortonien aurait mordu davantage au SW, et retouché l'abrupt pré-éogène.

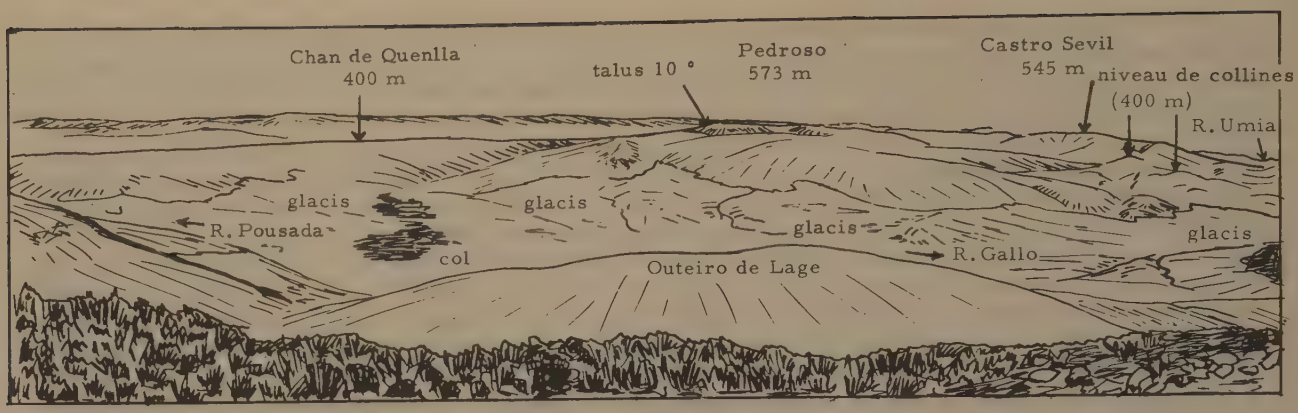


Fig. 51. — Etagement des aplanissements éogènes.
Grand développement de glacis, dans un sillon de fracture.
Relief entre le Mte Gesteiras et Outeiro da Lage (1er plan) et le Mtes Castro Sevil et Pedroso.

bascule n'y est perceptible, l'emboîtement des aplanissements tertiaires en apporte la preuve. Le sommet culminant, le Mte Acibal, est un relief résiduel trapu, duquel ne surgissent que quelques tors de faible envergure. Il domine médiocrement (594-570 m) l'extension d'une surface conservée sur 5 km à l'état d'échine étroite mais régulièrement restée à 530-480 m. Elle sert de ligne de partage des eaux entre les bassins inférieurs de l'Umia et du Lerez. Dans les environs de Muimenta, on y voit assez bien comment elle vient buter contre les reliefs dérivés des sierras. Comme à l'Est de la faille orientale du bloc de l'Acibal l'aplanissement supérieur éogène a été repéré vers 620 m, nous pensons que la surface de 530-480 m en constitue un élément dénivelé. Cette interprétation repose sur la présence, tout autour du compartiment de l'Acibal, d'un épaulement (certes réduit à l'état de lanières) coté 400-380 m (1). Or, le secteur de Muimenta où se fait le lien avec les bassins moyens de l'Umia et du Lerez est lui aussi nivelé vers 400-420 m. Et c'est à cette altitude que l'on rencontre les restes des plateaux d'érosion aquitaniens. De ce fait il est très probable que le bloc de l'Acibal s'est individualisé d'abord à l'Oligocène, en tant que compartiment dénivelé et abaissé; à l'Aquitanien, il perdit ce caractère, et ce n'est qu'avec le rajeunissement du relief au cours du Miocène qu'il fut à nouveau bien délimité. Mordus alors par l'épicycle tortonien dans le Valle de Moraña au Nord, et dans la basse vallée du Lerez au Sud et à l'Est, ses contours ont pris un tracé irrégulier, les accidents bordiers n'étant redevenus partiellement apparents qu'avec l'incision plio-quaternaire des rios.

Plus défiguré apparaît le bloc granitique de *la Fracha,* au Sud du Lerez inférieur. Les altitudes y tombent, tant vers l'Ouest que vers le Nord et le Sud, de 530-540 m à moins de 300 m en deux ou trois kilomètres de distance horizontale. La ligne de crêtes sommitale s'étire, assez régulièrement maintenue à 530 m sur 2 km, du NW au SE. Elle ne se prolonge vers la vallée du Verdugo que par des sommets isolés. Les versants en direction du SW s'inclinent assez fortement, irréguliers dans le détail; ils ne s'adoucissent qu'à partir de 200 m jusqu'aux abords du sillon méridien. Il serait vain de vouloir y retrouver des replats attestant un emboîtement. De même au NW la pente prend un profil convexo-concave, le maximum de raideur se plaçant entre 420 et 260 m (15-20°), tandis qu'à partir de 160 m un long et vaste glacis nous conduit jusqu'aux abords de Pontevedra. Du côté du NE, un talus assez brutal dégage la ligne de faîte d'une zone plane étendue vers Ginzo et Vilarchan, soudée aux éléments de l'aplanissement aquitanien (probablement) qui accompagnent le cours du rio Almofrey. La disposition ainsi décrite conduit à supposer, à titre d'hypothèse sans plus, que la Fracha est un compartiment de la surface supérieure éogène, basculé vers le Sud-Ouest. Mais l'entaille par l'érosion est telle de tous cotés sauf vers Ginzo que l'on ne saurait dire quels en étaient les contours précis.

(1) Au N du Mte Acibal, l'Outeiro das Eiras, Caballos; au S les échines accompagnant le rio Couso, et Costa de Abajo.

Proximité des niveaux de base (Pontevedra, anse de San Simon) et cassures courtes mais denses expliquent en effet l'importance de cette oblitération du relief primitif. On peut supposer en voyant l'extension considérable des glacis tant au Nord qu'au Sud-Ouest (Vilar) au Sud (Acebedo, Comboa) et à l'Est (Justanes, Chan do Casal) que les contours principaux actuels étaient déjà acquis au Quaternaire ancien.

Les reliefs riverains du sillon méridien au Sud du rio Verdugo posent des problèmes d'autre nature. *Les Mtes Monzon et de la Sierra,* nettement circonscrits par les fractures N-S (rio Pequeño, rio de Barben), offrent une assez nette dissymétrie. Leur versant oriental est le plus important, le plus rectiligne et le plus court. On pourrait donc penser à des blocs basculés vers l'Ouest. En fait, il nous paraît plutôt que la lithologie soit le facteur explicatif de cette disposition. La bande de schistes dans laquelle s'ouvre l'anse de San Simon se poursuit vers l'intérieur des terres selon une direction NW-SE par Cesantes, Reboreda, Cepeda; elle est flanquée à l'Est de ces localités par une zone de granite gneissique hétérogène, tandis que les sommets : Monzon (400-480 m), et la Sierra (500-620 m) sont situés dans le domaine d'affleurement du granite grenu à deux micas. Ainsi se justifient à nos yeux les longs versants, découpés par les incisions profondes et assez vite évasées des rios attirés par le niveau de base tout proche. Ce qui en outre nous fait écarter l'idée d'un basculement est la persistance, au sommet du Mte Monzon, d'un niveau de croupes à 420 m environ, sur 1,500 km environ d'Ouest en Est. On ne saurait, bien entendu, dire à quelle surface se rapporte cet élément. Le seul indice complémentaire est l'existence, entre deux reliefs vers Arnoedo et Masuran, d'un col assez vaste (4 km d'extension) autour de 270-320 m. Comme un peu plus à l'Est, vers Moscoso, ce dernier est dominé par des témoins de l'aplanissement sans doute aquitanien, nous pensons pouvoir le considérer comme miocène. Sur le flanc NW de la Sierra, existe bien encore un épaulement vers 440 m (Caselo) : son caractère restreint en fait toutefois un indice d'utilité médiocre.

Avec le *Mte Galleiro* (744 m) comme avec le *Mte Salgueiron* (612 m) nous rencontrons à nouveau les effets de la lithologie. Leur masse impressionnante surgit, pour qui vient de l'Est, en bordure d'une zone où l'altération et la désagrégation d'un granite intrusif à biotite a permis l'ouverture d'un vaste alvéole. De plus, la bande de terrains gneissiques hétérogènes signalée plus haut coïncide avec le col séparant la Sierra du Galleiro (vers 500 m), et débouche sur le sillon tectonique du rio de Barben (à sa confluence avec le rio Tea). Comme alors cette roche est affectée par une cassure importante, elle a pu être affouillée sur une profondeur considérable. Mais faut-il dans ce cas admettre que la totalité de la dénivellation orientale du Salgueiron et du Castelo est due uniquement à l'érosion différentielle ? Nous ne le pensons pas. Car de l'autre côté de la faille du rio de Barben, à hauteur de la Sierra (621 m) et dans les mêmes granites grenus, se trouve un compartiment assez massif et peut-être aplani, vers 480-530 m (Mte Pariquitin). La Sierra a pu être dénivellée de plus de 100 m par rapport à lui. De même, à l'Est du rio Tea, entre Mondariz et Puenteareas, un dôme particulièrement résistant de granite à biotite a gardé une altitude de 458 m (Castillo de Sobroso) alors qu'à l'Ouest, le Salgueiron culmine à 621 m. Les horsts occidentaux nous paraissent donc avoir été plus soulevés. L'érosion différentielle n'aurait joué qu'entre 500-450 m et 80 m (rio Barben) ou 30 m (rio Tea). Cela reste cependant fort remarquable ! Il faut observer, en même temps, que les versants orientaux ont sensiblement reculé par rapport aux lignes de fracture et d'affleurement du granite intrusif (0,400 à 1,500 km). Une bonne part de ce recul est lié au développement de glacis amorcés de façon assez irrégulière à partir de 120-160, voire 200 m. Il est probable que la tectonique a dû faciliter ici ou là l'action de l'érosion, car les redans dessinés ont un tracé rigide, à angles droits ou rentrants très aigus (1). Et sur le rebord occidental, il doit en aller de même puisque sur l'accident méridien se greffent sans doute des fractures mineures (2), et s'étendent des glacis à partir de knicks parfois bien apparents.

Quoiqu'il en soit, le fait propre à ces derniers horsts est de ne plus révéler d'étagement net de formes plus ou moins planes; de dresser au contraire des versants élevés et souvent raides (20-30°) au-dessus du domaine des vallées de fracture.

(1) Témoins, la haute vallée du rio Ginzo, l'éperon de Cillarga, le rentrant de Casal, sur les flancs du Salgueiron et du Galleiro.

(2) Jalonnées par les rios de Fraga, de Torreira, de Nespereira.

C. — LE BATHOLITE DE PORRIÑO

Au Sud de Porriño et de Puenteareas s'étend un vaste domaine granitique qui couvre environ 266 km² en territoire espagnol, et déborde de près de 70 km² en territoire portugais (1). Nous l'avons étudié de Puenteareas et Mondariz à Salvatierra, dans le sens méridien, de Porriño au pied du Mte San Nomedio de l'Ouest à l'Est. Ses contours nettement circonscrits attestent son caractère de batholite intrusif, original par sa nature pétrographique et par les paysages qui s'y réalisent. L'érosion différentielle paraît ici avoir présidé à l'élaboration de la topographie, et faire en sorte qu'il mérite la dénomination de « granite en creux ». Il ne faudrait pas toutefois perdre de vue que le batholite est affecté, comme le reste de la Galice méridionale, par la multiplication des accidents méridiens. Trois vallées le traversent en tout ou partie en suivant, selon toute vraisemblance, des fractures Nord-Sud. Aussi, à côté des faits lithologiques, la tectonique a contribué à l'ordonnance des éléments du relief. Nous aurons, en conséquence, à discuter des conditions dans lesquelles s'édifièrent les traits du paysage et dans quelle mesure ceux-ci sont hérités de phases morphogénétiques passées.

1) « Un granite en creux »

De toutes parts ou presque, le granite de Porriño est cerné de reliefs plus puissants que ceux qui s'y inscrivent. A l'Est une bordure montagneuse, où dominent le Mte Chan do Rey (954 m) et le San Nomedio (698 m), limite le batholite. Limite courbe, que ne soulignent d'ailleurs pas les rivières, et qui ne peut se justifier que par le changement de nature des roches. Les dénivellations sont de l'ordre de 300 à 420 m entre les contreforts des reliefs que nous venons de citer et les bas-pays de Sta Eulalia de Batallanes et de Sta Maria de Taboeja. Plus près du rio Miño, le Mte San Juan atteint encore 324 m alors qu'à son pied, le terroir de Santiago de Totoreos, sur le granite de Porriño, s'étend vers 70 m. Or, toute cette bordure de hautes terres est faite de granite à deux micas, incluant des migmatites à l'approche du cours du Miño. Au Nord-Est, entre Guillade et Mondariz, le paysage encadrant, toujours sous-tendu par les granites à deux micas, offre l'aspect d'éléments de plateaux, développés vers 360-440 m à l'exception de la basse vallée du rio Chabrina (200 m) ouverte dans une bande schisteuse. Là, la zone d'affleurement du granite de Porriño n'est « en creux » que jusqu'à Villasobroso, à 200 m environ en contrebas des plateaux. Plus au Nord en revanche, c'est lui qui domine les schistes précités de ses *castillos* irréguliers et partiellement dénudés (cf. le Castillo de Sobroso). Mais ce cas est exceptionnel; vers le Nord-Nord-Ouest, le rio Ganzo a ouvert en son sein un alvéole évasé, que met en valeur la masse du Mte Salgueiron (621 m) et sa terminaison méridionale (540-400 m). Les pentes, irrégulières il est vrai, rachètent des dénivellations de plus de 200 m.

A l'Ouest, il est plus délicat d'établir une relation entre les contours des reliefs et les données lithologiques, car intervient l'accident méridien majeur. De Mos à Porriño, il suit, on l'a vu, une direction oblique qui coïncide en partie avec la limite qui nous occupe; et de Porriño à Budiño, la fracturation du socle galicien a oblitéré la zone de contact, en s'inscrivant dans un renflement périphérique de l'intrusion. Les reliefs encadrants à l'Ouest du rio Louro n'en prennent que plus de valeur et de continuité. Ce sont les 500 m de la Pedra Cavaleira,

(1) Extension calculée par les auteurs de (236), p. 54.

les 700 m du Mte Galiñeiro (gneiss à éléments basiques), les 620 m du Mte Vilariño, ou au Portugal les 560 m de la Serra de Faro (granite grenu de deux micas) (1). Mais, sans cette intervention de la tectonique, on peut se demander si les *penedos*, c'est-à-dire les dômes de granite intrusif, n'auraient pas atteint près de la périphérie des altitudes voisines de celles du Faro de Budiño (396 m), des Penidos Corucho et San Cibrian (443 et 430 m) rencontrées au cœur même du batholite.

Quoiqu'il en soit, la zone du granite de Porriño est de toute évidence enchâssée entre des masses montagneuses plus élevées qu'elle; les altitudes que l'on y observe diminuent en outre vers le Sud où la disposition en creux est la plus uniforme.

De cette brève présentation, on pourrait déduire que le secteur considéré n'est rien d'autre qu'une région « excavée de quelque 300 m », comme l'admet I. Parga (2). Une telle interprétation suppose une assez grande fragilité du granite de Porriño. Aussi nous sommes-nous attaché à avoir la connaissance la plus complète possible de cette roche.

Du point de vue minéralogique (3), ses caractères sont les suivants : on observe d'abord une richesse notable en quartz, sous forme de cristaux de grande taille (25 à 50 % selon des mesures au compteur de points). Le microcline est le feldspath le plus représenté. Ses phénocristaux sont toujours perthitiques. Les plagioclases restent constamment un peu moins abondants; on en rencontre deux types : l'albite-oligoclase, et l'oligoclase-andésine; leur altération est générale, à des degrés divers. Le seul mica présent est la biotite, en proportion régulièrement assez faible : 3,5-5 %. Ajoutons enfin qu'à l'Est et au Sud, la roche comprend aussi le sphène parmi ses minéraux. A voir cette liste des éléments constituants, ou peut être surpris du comportement du granite de Porriño vis-à-vis de l'érosion différentielle. L'analyse chimique, traduction de sa nature, reflète sa forte acidité (70-76 % de silice), montre une certaine supériorité de K_2O sur Na_2O. A. Rondeau en fait, malgré son aspect assez grossier et l'absence de muscovite, une roche de type « granulite » (4). Les « aiguilles de Bavella » en Corse n'offrent-elles pas les mêmes paysages « minéraux », une aussi grande acidité, aussi peu de biotite ? une aussi nette prédominance du microcline ?

La texture du granite intrusif nous fait rejeter l'appellation de granulite. Celle-ci est en effet toujours grossière, pouvant par place devenir porphyroïde, voire pegmatitique. Aucune orientation n'apparaît en quelque endroit que ce soit. Il possède cependant des « fils » qu'utilisent les carriers dans les multiples exploitations que ce beau granite rose a suscitées. Le grain de la roche est responsable de la taille grossière des produits de sa décomposition : le « Xabre », comme on dit en Galice (« Xiabre » au Portugal). Nous l'avons déjà vu dans les coupes de Budiño examinées plus haut.

2) Les paysages

Afin de rendre compte du comportement de la roche, à défaut de pouvoir mettre en avant une explication minéralogique de valeur générale, nous nous sommes efforcé d'examiner les formes de détail associées dans le paysage.

Les secteurs orientaux et méridionaux se distinguent par plusieurs traits. Le granite n'y apparaît que rarement à l'état frais. S'y multiplient au contraire les vallons évasés, généralement

(1) Cf. carte géologique 1/50 000. Tuy, et C.F. Torre de Asunçao (489), p. 20 pour la Serra de Faro.

(2) Opinion émise in (380), p. 135.

(3) Ces traits de description sont d'une part extraits de (236) p. 57, d'autre part définis à partir d'analyses de 8 échantillons réalisés pour nous au C.R.P.G. de Nancy. Les recherches de C. F. Torre de Asunçao dans le N. du Portugal les corroborent. Cf. (490) p. 112-115 et (589) p. 21-24.

(4) A. Rondeau (428) p. 199. En citant cette « granulite de Tuy » l'auteur l'oppose abusivement au « granite de Santiago » qui pourtant est tout autant acide (70-75 % de silice) et aussi médiocrement pourvu en CaO. En outre, son grain est plus fin, et il comprend, lui, du mica blanc.

à fond plat : tels ceux du rio Uma vers San Pedro de Batallanes, près de San Simon de Lira; tels le talweg du rio de Bugarin au N-NE de Puenteareas, ou les cours d'eau qui se rassemblent dans l'alvéole de San Salvador de Leirado au Sud. Les versants partent le plus souvent de buttes convexes qui, sauf le Castillo de Sobroso, sont d'altitude réduite. Des exemples typiques en sont donnés de part et d'autre du rio Tea inférieur (vers Aljan et Codesas), ou du rio Caselas (près de Salceda, au N d'Aljan, autour d'Entienzo et de Arantey). Dans ces secteurs, les buttes ont encore une certaine envergure; mais il est de multiples autres cas où les dos granitiques sont à peine dégagés, et ne donnent que des dalles faiblement inclinées. Du moins, on peut assimiler ces parties de versant à des versants structuraux. Le plus souvent, les pentes sont couvertes, en tout ou partie, d'arène colluvionnée (*xabre*) supportant une végétation assez fournie, voire une forêt (1). Il est parfois difficile de dire si ce *xabre* est *in situ* ou le résultat d'un colluvionnement. Ce qui est sûr, c'est que des traces de colluvionnement sont localement bien apparentes et indubitables. Nous allons revenir bientôt sur ce point.

Le secteur oriental est en outre celui où s'observe le mieux le passage du granite intrusif au granite à deux micas du Mte San Nomedio. Dans les parages de Totoreos, Rubios, Taboeja, se fait le raccord entre les pentes fortes des sommets (26-30°) et un grand plan incliné concave (12 à 2°) qui tronque la zone de contact. Même aspect de glacis plus au Nord, vers Candon-Arufe, puis vers Batallanes, notamment au N du rio Uma. Le recul des versants par rapport à la limite lithologique apparaît de ce fait assez considérable, au détriment du granite grenu à deux micas. Pourtant là l'évolution du relief ne s'accompagne pas d'un empâtement des parties inférieures. Nous avons donc bien la preuve que ce fait est lié étroitement à la nature et à la texture du granite intrusif.

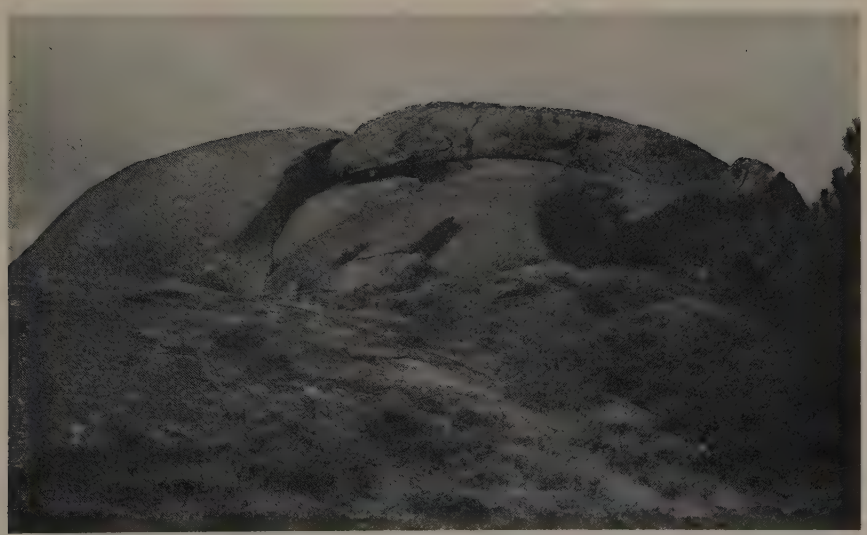
Les parties où se développent les reliefs culminants offrent bien plus d'intérêt. Nous en avons parcouru quelques-uns et nos observations peuvent se résumer ainsi. Le Penido Corucho nous est apparu constitué de coupoles jointives de forme convexe, dont les flancs sont irrégulièrement dégagés. En maints endroits des dalles d'allure courbe réalisent des surfaces à fortes pentes, nues et lisses, que recoupent de temps en temps des diaclases subverticales (photo 60/3/1, *planche XIV*) très écartées. Des espaces de 10-15 m sont parfois dépourvus de joints rectilignes. Ces dalles surgissent de zones plus hachées par les diaclases verticales, alors écartées de moins de deux mètres; la pente y est atténuée, et la végétation de lande clairsemée peut l'envahir. Des ravineaux s'y inscrivent, qui aident à cerner les contours des coupoles. Le Faro de Budiño se présente un peu différemment. D'abord ses flancs sont dissymétriques, surtout dans sa partie méridionale. Là, la pente des 120-150 premiers mètres est très raide du côté de l'Ouest : de l'ordre de 60° et entièrement dénudée, elle surgit d'un bas de versant dont le profil convexe est aplati et où l'on trouve des alternances de dalles lisses et de zones plus chaotiques; y abondent les boules ou plutôt les « sacs de laine ». Du côté de l'Est, la disposition est bien plus semblable à ce que montre le Penido Corucho.

Au long de l'échine faîtière, nous avons rencontré des blocs énormes non diaclasés, larges de dix mètres et plus, jusqu'à 20 en un endroit (photo 63/14/4, *planche XIII*). Leur hauteur visible est de l'ordre de 4 à 6 m. Leur volume est sans doute supérieur à 200 m³, et peut atteindre 1 000 ou 1 200 m³ ! Encore ne s'agit-il que de blocs dégagés au sommet du Faro. La hauteur des parois lisses du côté occidental conduit à admettre l'existence de blocs granitiques non disjoints bien plus considérables encore. Les contours de ces « mastodontes » n'ont pas la régularité des boules, et n'en dérivent pas, très probablement. Il existe en quelques points de leur périphérie des pans rectilignes, subverticaux qui révèlent l'intervention de diaclases droites. Nous n'avons vu qu'un seul cas où la surface est en rapport avec des diaclases courbes (cf. photo 63/13/8, planche XIII) (2). Par contre, plusieurs blocs subissent une exploitation

(1) L'énumération des lieux caractéristiques serait fastidieuse. Signalons seulement quelques endroits typiques : environs de Areas-Gulanes, environs de Cristiñade (notamment aux kilomètres 0,9, 5,6 et 7 de la route Areas-Cristiñade).

(2) Une dalle s'y dégage en partie; son épaisseur est de 1,20 m, une autre écaille épaisse de 0,60 m se développe en contrebas.

Bloc granitique sans diaclases sur le flanc occidental du *Faro de Budiño*, près du sommet. Le personnage donne l'échelle (2 m environ).



Faro de Budiño.
Sommet dégagé montrant le rôle de dalles courbes coupées de diaclases verticales dans le profil de ce relief.

Penido Corucho. (Granite de Porriño, N. du Faro de Budiño).
Forme de *dôme* fortement dénudé, aux versants façonnés par l'interférence de dalles courbes et de diaclases verticales.

Granite de Porriño.
Boule granitique cernée de plaquettes bien visibles à son sommet, et coupée de diaclases verticales qui n'en affectent pas les contours. (Kilomètre 251,5 ou 643, route de Porriño à Puenteareas, tranchée Nord).

superficielle en plaquettes courbes de quelques centimètres d'épaisseur (1). Certains ont dû être déchaussés et se sont fendus, peut-être à la faveur de « fils » ou de diaclases virtuelles.

Au total, les reliefs principaux du granite de Porriño sont à nos yeux surtout dus à l'écartement considérable des diaclases, un peu comme les « pains de sucre » brésiliens (2). Toutefois, nous ne négligeons pas la disposition allongée, dans un sens méridien, de l'ensemble Penido-Corucho-Faro de Budiño. Dans quelle mesure en effet la tectonique n'a-t-elle pas aidé à les mettre en valeur, ne serait-ce qu'en aidant à l'altération des roches dans le secteur de Porriño-Atios (Ouest) ou le long des vallées rectilignes qu'empruntent les rios Caselas (vers le Sud) et de Couso (vers le Nord) sur leur bord oriental ? Enfin, lorsque nous avons interrogé les carriers, ils nous ont tous fait valoir une plus grande richesse en quartz des roches du secteur culminant.

Les bordures du massif intrusif offrent, avec des altitudes bien plus faibles, des reliefs moins âpres et mal dégagés. Les traits prédominants sont d'une part des surfaces rocheuses nues faiblement inclinées (ce qui favorise une topographie de bosses surbaissées, « avachies ») et d'autre part l'abondance de boules véritables à côté de quelques « sacs de laine ». Dans l'ensemble aussi, on observe une diaclasation plus intense. A Atios, où tous ces éléments du paysage sont réalisés, deux systèmes de diaclases subverticales se recoupent (N 30-35 gr, et N 100 gr). Les premières sont le plus souvent ouvertes et leur écartement moyen est de l'ordre de 1 m à 1,50 m. Les secondes, moins apparentes, sont plus écartées (2-3 m). Les boules et les blocs qui accidentent le terrain sont, parallèlement, de plus petite dimension.

Mais il faut soigneusement distinguer ces deux formes de détail. Les blocs parallélépipèdiques à coins émoussés rencontrés au Sud du massif granitique dépassent encore fréquemment 10 m de largeur, 4 m de haut, comme près de Cabreira (3). Les boules les égalent parfois en dimensions, mais s'en distinguent assez bien, dans les carrières, par les processus qui les individualisent. Les contours en effet dérivent directement de diaclases courbes, ainsi que le montre la photo 59/3/3, *planche XIV*). On y voit un contraste très net dans les aspects de la roche de part et d'autre des diaclases. Parfois, on passe brutalement d'un granite sain à un *xabre* grossier; parfois le granite de la boule est homogène alors que celui de la périphérie prend un aspect feuilleté. Dans quelques cas (région de Cans au N, ou d'Atios à l'W), nous avons constaté que des plaquettes de quelques centimètres d'épaisseur s'interposent entre le cœur de la boule et la zone d'altération — il arrive qu'une superposition de plaquettes se fasse sur une tranche totale de 10-15 cm (cf. photo 59/3/3). En un lieu, la plaquette atteint la dimension d'une écaille convexe épaisse de 20 cm se terminant en biseau vers le sommet. Trait remarquable, ces boules sont traversées par des diaclases verticales sans que leur forme en soit dérangée, et sans que les plaquettes qui les ceinturent soient interrompues. Et pourtant, la densité des joints rectilignes peut être notable (cf. photo 59/3/3). Il nous paraît évident, par voie de conséquence, que les boules ne dérivent pas de l'altération partie des systèmes de diaclases, comme on peut l'admettre pour les « sacs de laine ».

3) Le problème des boules

Nous voici conduit à trouver d'autres explications à la naissance des boules et à la signification des diaclases courbes. S'agit-il d'effets d'une certaine différenciation magmatique ? L'analyse pétrographique quantitative effectuée sur trois couples de deux échantillons a fait ressortir que l'intérieur des boules était proportionnellement plus riche en biotite et microline, plus pauvre en quartz et peut-être en plagioclases. Mais il peut sembler normal que, dans la zone

(1) Ce sont les seules formes d'évolution visibles avec quelques cuvettes circulaires à parois raides, mais non surplombantes, et assez peu profondes (10-15 cm).

(2) Cf. P. Birot (51) et (52). L'espacement des diaclases avait déjà été retenu par B. Birot et L. Solé (57) p. 46.

(3) Route Porriño-Salvatierra, au Sud des kilomètres 11 et 12 (Mte Viso, Pedra Aguda).

d'altération, la biotite soit moins abondante, parce que déjà détruite. La part plus grande des plagioclases justifierait-elle l'altération ? Pourtant, l'importance des minéraux résistants (quartz + microcline) reste à peu près constante entre intérieur et auréole des boules (1). L'analyse chimique totale, tentée sur les mêmes séries d'échantillons n'est guère plus convaincante (cf. tableau XVI). Tout au plus note-t-on que l'altération a affecté Na_2O, et CaO, les éléments les plus stables étant SiO_2, Al_2O_3, K_2O. Le fer, mieux représenté dans les auréoles et périphéries des boules reflète sans doute l'attaque des ferromagnésiens. Ces données quantitatives sont donc, au total, de faible secours pour ce qui nous occupe. Par contre, il ressort de l'étude des lames minces un trait constant qui mérite d'être souligné : la fissuration des cristaux, et surtout des quartz, est différente entre les parties internes et les parties externes. (nous en avons le témoignage dans six couples d'échantillons pour lesquels un examen qualitatif a pu être réalisé). Dans le cœur des boules, les quartz ont bien quelques fendillements; mais la fissuration de ces cristaux est bien plus accentuée dans les plaquettes et les auréoles périphériques où la texture apparaît sensiblement déformée. La porosité, mesurée au C.R.P.G. de Nancy, en est sans doute le reflet (tableau XVI).

TABLEAU XVI

Granite de Porriño-Atios : Boules

I. — *Composition pétrographique*

	G 264 int.	G 265 périph.	G 261 int.	G 262 périph.	G 249 int.	G 248 périph.
Quartz	29,1	30,9	29,8	44,3	15	40
Microcline	54,2	40,5	51,5	39	50	20
Plagioclases	11	27,6	14,1	13,6	30	35
Biotite	5,6	1	4,6	3,4	5	5

II. — *Composition chimique*

	G 542 int.	G 543 périph.	G 261 int.	G 262 périph.	G 546 sain
SiO_2	72,50	69,7	76,20	76,40	75,70
Al_2O_3	14	14,55	11,70	11,93	11,95
$Fe_2O_3 + FeO$	2,93	3,01	1,74	2,08	1,54
MgO	0,49	0,49	0,10	tr	tr
CaO	1,14	1,48	0,74	0,19	0,59
Na_2O	3,52	3,20	3,38	3,18	3,08
K_2O	4,81	4,93	4,52	4,47	5,42
P. au feu ($H_2O +$)	0,62	1,30	0,47	0,48	0,46
Total	99,03	100,30	99,03	99,33	98,88

(1) Par ailleurs, le C.R.P.G. de Nancy a attiré notre attention sur la dispersion considérable que peut présenter un même granite étudié au compteur de points (granite d'Andlau, en l'occurrence). Aussi doit-on garder beaucoup de prudence dans l'interprétation des indications ainsi obtenues.

III. — *Porosité* [C.R.G.P. de Nancy]

n°	G 244	G 261	G 264	G 544	G 542
r. saine, à l'intérieur de boule	0,301	0,449	0,426	0,333	0,306
r. altérée à la partie externe, ou plaquette	0,678	0,616	0,518	1,599	1,645
n°	G 245	G 262	G 265	G 545	G 543

Aussi, l'hypothèse de la formation de boules énoncée par P. Duffaut à propos des boules de Sidobre et de la Margeride apparues après des travaux de terrassement, nous paraît vérifiée ici (1) : « au centre d'un « matelas » microfissuré, la répartition des effets sera pratiquement hydrostatique, et un certain volume — certainement arrondi — peut se trouver soustrait aux actions mécaniques qui avaient brisé son enveloppe. Nous pensons que c'est précisément ce volume qu'une altération ultérieure pourra isoler sous forme de boule résiduelle », dit P. Duffaut. Notre point de vue, pour le granite de Porriño, est que le batholite, affecté de diaclases verticales lors de sa mise en place, a subi en outre une rupture par microfissuration dans la masse, sensible surtout dans l'axe du sillon méridien et au Sud, où les failles N-S sont assez denses (2). La compression naturelle qui tenait fermées les microfissures s'étant réduite par ablation superficielle, l'exploitation des zones fragiles a permis un rapide dégagement des boules, la porosité résultant des fissures ayant contribué à la prompte désagrégation du granite en *xabre* (arène).

4) Le « déshabillage » des reliefs du granite de Porriño

L'apparition des principaux reliefs dans le granite intrusif est certainement pour une part liée aux processus d'altération chimique. Nous ne perdons pas de vue, en effet, que l'ambiance chaude et humide dans laquelle la Galice baignait durant le Miocène a dû favoriser une profonde crypto-décomposition différentielle. Pourtant, celle-ci ne saurait à elle seule rendre compte des dénivellations. Plus de 300 m séparent les sommets du Faro de Budiño des dos rocheux surbaissés d'Atios, ou le Penido Corucho du pays bossu de Cans-Porriño. Il faudrait supposer que des périodes aient été épisodiquement favorables au déblaiement d'altérites, et aient permis ainsi la météorisation de tranches successives de granite. Une telle éventualité doit cependant tenir compte du fait que ce type de granite se prête assez mal à la constitution de sols; il se révèle en effet plus propice à la dissociation des cristaux qu'à l'altération chimique du fait de son grain grossier, et de sa faible aptitude à l'argilisation. Les arènes fournies ne se prêtent pas à la solifluxion. Des essais de mécanique des sols, entrepris pour nous par J. M. Avenard parallèlement à ses propres travaux (3) nous l'ont confirmé; le pourcentage des vides, à saturation complète, ne permet qu'une teneur en eau de 35 % environ, alors que la limite de liquidité se situe vers 40-41 %. Ce *xabre* n'a bien entendu aucune aptitude à la plasticité.

Aussi, pour qu'un départ en masse des débris ait été possible, il a fallu que la pente soit exagérée, afin qu'interviennent les processus de décollement. L'érosion régressive a peut-être joué ce rôle. Des zones de fracture ont été, à l'évidence, exploitées par les rios. Outre la cassure majeure du rio Louro, on peut relever divers accidents méridiens; le rio Caselas en Galice, et la vallée de Gondomil au Portugal (rio de Fraga, rio Manco), jalonnent l'un d'eux; et plus à l'Est,

(1) P. Duffaut (**137**) p. 139-140; l'association d'écailles enveloppantes aux formes de boules est également rencontrée par l'auteur. Le granite est aussi de grain grossier, homogène, au sein des boules.

(2) Dans la région de Salvatierra-Monção, les auteurs portugais parlent de fissuration générale, d'écrasement même (Torre de Asunsao à propos de Friestas, Caldas de Monção, Gondomil) (**489**).

(3) J. M. Avenard (**19**); J. M. Avenard et J. Tricart (**20**).

le couloir du rio Tea inférieur est une réplique de celui du Louro (Puenteareas-Salvatierra) (1). D'autres petits rios — tel celui de Leirado — doivent coïncider aussi avec des fractures moins importantes. Avec ce système de cassures interfère un système Ouest-Est; deux tronçons du Miño s'y conforment (de Sta Maria de Liñarès à Arantey, et de Caldelas à Tuy). Des sources thermales jalonnent les points de leur intersection avec les failles méridiennes : Tuy, Caldelas, Pedra Furada (Salvatierra), Caldas de Monção (2). Peut-être la vallée du rio Uma est-elle fixée aussi sur un accident Ouest-Est ? Les rios n'ont cependant pas à eux seuls affouillé le granite, dans les zones rendues fragiles, sur 300 ou 350 m. Il est plus que probable que les mouvements tectoniques ont contribué à donner les dénivellations. Sur ce point, la question majeure est de savoir sur quelle période s'étale le fonctionnement des fractures. Nous savons déjà que le bassin de Budiño avait été réalisé au Miocène, ainsi que l'attestent les lignites. Mais par ailleurs nous avons également relevé plusieurs indices d'interventions tectoniques tardives, qui, selon nous, ont déformé le niveau de terrasses supérieures du rio Miño (bombement du secteur entre Ribadavia et Melgaço (cf. p. 203-204 + note (4) même page). Or, celles-ci sont très vraisemblablement liées aux phénomènes eustatiques. C. Teixeira considère que leur altitude est dépendante du niveau marin milazzien (interglaciaire Gunz-Mindel (3). Ce serait donc sur un laps de temps assez long que l'attaque du granite de Porriño a pu se poursuivre.

Ce qui est sûr, c'est que « le vaste travail d'érosion, qui a élargi les alvéoles (dans le granite intrusif comme dans les autres roches cristallines encadrantes du pays du Miño inférieur) était déjà réalisé en partie au Quaternaire moyen, lors de la formation de la terrasse supérieure » comme le disent P. Birot et L. Solé (4). Notre opinion est identique; elle ne diffère de celle de ces auteurs que sur la restriction qu'ils y apportent, car ils déclarent que le façonnement des alvéoles « représente une opération complexe qui s'est poursuivie probablement pendant tout le Quaternaire sous un climat qui est resté assez chaud et humide, sauf quelques périodes froides qui n'ont pas réussi, probablement à déraciner la forêt tempérée ». Nous avons plutôt l'impression que la majeure partie du travail était réalisée au moment du dépôt de la haute terrasse de 60 m. Les indices en sont nombreux. Le Miño a occupé le secteur du batholite à l'Ouest des Mtes San Nomedio et San Juan, jusqu'à 2,200 km au N de la rive droite actuelle du fleuve. Les anciennes « tejeras » (briqueteries) situées au N de Sta Maria de Liñares étaient installées sur un lambeau de haute terrasse, dont on retrouve encore maintenant les gros galets patinés. Sur l'autre rive du rio de Leirado, appuyée sur les castelos de San Pelayo de Fiollado, une autre accumulation à + 60 m a été retrouvée à 2 km du cours actuel du Miño. Entre les deux, une dépression était largement ouverte qui fut colmatée par de l'argile légèrement sableuse sédimentaire (5). Dans le couloir du rio Tea inférieur, les dépôts anciens du Miño occupent le sommet des buttes de rive Est : cementerio, colline de Ferreiras située à 2,300 km du rio Miño. Les castelos de San Pelayo, sur leur versant occidental, sont donc encore une fois cernés par les accumulations anciennes du fleuve. Tous les éléments de ces dernières terrasses ont ici pour trait commun une forte consolidation en conglomérat : phénomène local au demeurant. La haute terrasse du Miño a encore été retrouvée à la lisière occidentale du granite intrusif, jusqu'à plus de 2 km du cours actuel, au N de Baldranes (hameau de Torreiro). Le Miño a de plus largement pénétré dans le sillon méridien où se loge le Louro, et y a déposé des cailloutis à + 60 m du NE de Rebordanes, à plus de 2 km de Tuy.

Au total, les sillons d'érosion inscrits dans les secteurs de fractures méridiennes existaient donc à l'aube du Quaternaire dans des contours très voisins de leur position actuelle. Les

(1) C. Teixeira a trouvé en territoire portugais, une trace de cette fracture, à Cortes (kilomètre 144 du chemin de fer, face à Salvatierra). La description qu'il donne de l'endroit où elle est apparente fait supposer qu'elle a dû fonctionner tardivement; elle doit affecter en effet un élément de la terrasse supérieure (+ 60 m) du rio Miño (484) p. 13.

(2) J. A. Lopez de Azcona (289).

(3) Pour H. Lautensach, la haute terrasse du Miño est à mettre en corrélation avec le niveau marin de l'interglaciaire Mindel-Riss, mais il considère que l'altitude normale de ce niveau d'accumulation est de + 40 m. De là, la différence de datation (266), *passim*.

(4) P. Birot et L. Solé (57) p. 47.

(5) Ce dépôt fossilise sur 3-4 m une zone où le granite était décomposé en sacs de laine, et en argile kaolinique ocre ou lie de vin. Il est lui-même tronqué par une terrasse de galets du Miño d'époque assez récente (+ 18 m sur le fleuve). Une coupe très claire en témoigne dans le « lavadero » de Sta Maria de Oleiros.

versants ne semblent pas avoir beaucoup évolué depuis lors. Tout au plus, un creusement dans leur partie axiale a dû être actif durant la phase glaciaire qui suivit. Les terrasses dont la cote se place vers 40-50 m au-dessus du Miño ont en effet pu pénétrer à forte distance du cours actuel en de multiples cas. Les plus remarquables se localisent dans la vallée du rio Tea. Nous y avons observé des accumulations que leur composition pétrographique conduit à bien rattacher aux apports du rio Miño. Or, celles-ci sont entrées sur plus de 5 km à l'intérieur de ce couloir (Gondrachan, Fraga do Rey, Abelan). De même, dans la dépression du Louro, les dépôts de Albelos et probablement Cerquido, à même altitude relative, témoignent d'une incursion des eaux du Miño sur 4,200 km vers l'intérieur du sillon méridien. Les actions fluviales ultérieures furent bien plus médiocres, sans commune mesure avec celle qui encadrèrent ou accompagnèrent les niveaux de terrasses de + 60 et + 45 m. Elles n'affectèrent que l'environnement du cours actuel du Miño.

En plus des accumulations du Miño, qui n'intéressent que le Sud du batholite, nous disposons encore de celles des rios Uma et Tea. Juste en aval de San Pedro de Batallanes (1), nous avons inventorié une terrasse dont l'aspect est proche par certains côtés d'un cône de déjection (disposition en vrac, hétéromètrie) quoique faite de galets bien usés, avec un liant sableux. Son altitude au dessus de l'Uma est de 12-13 m, et sa position en terminaison de glacis; l'entaille du glacis par le rio est ainsi observable et donne la mesure du travail fluvial au Quaternaire récent. Au N. de Puenteareas, le rio Tea quant à lui présente un système emboîté de terrasses (2). L'une se place à + 40-45 m (Gandara de San Blas, deux autres à + 25 m (à hauteur de Bernardos) et une dernière à + 15 m (Bernardos). Dans la plus haute, rien que des quartz et des quartzites; aucun granite, aucun schiste; par contre, le sable est abondant, et quelques lentilles d'argile kaolinique sont incluses dans le dépôt. Les premiers schistes et granites apparaissent dans l'accumulation de + 25 m; encore y restent-ils peu nombreux alors que dans le lit actuel, ils constituent le tiers des débris transportés. Cela tendrait à prouver (une liaison avec les phénomènes eustatiques étant plus que probable), qu'au Nord comme au Sud l'enlèvement des altérites s'est poursuivi au cours du Quaternaire ancien. A partir du Quaternaire moyen, l'attaque de l'érosion mord directement sur la roche, qui fournit alors des blocs en plus du sable; la terrasse de l'Uma que l'on vient de citer, et quelques rares accumulations en vrac ici ou là (3) en sont les témoins discrets. En quelques secteurs, la retouche récente des talwegs ayant accompagné la fin du creusement se traduit par le déblaiement des pellicules d'arènes au pied des versants; mais cela n'a pas remis en mouvement l'ensemble de la couverture meuble, tant les pentes sont douces. Au total, les sillons d'érosion ou les alvéoles existent depuis un certain temps déjà avec des contours très voisins de leur position actuelle.

Quant au maintien de conditions climatiques telles que le couvert forestier tempéré ait pu être conservé, il nous paraît contrebattu ici par les indications fournies par les divers dépôts de la région de Budiño (v. p. 219). Nous avons pu préciser, grâce à la découverte d'un outillage paléolithique *in situ*, que *les dernières arrivées massives d'arène liées au déshabillage des dômes* du Faro et du Penido Corucho y *sont parvenues au cours du Riss. Leur déblaiement avait été précédé d'une crise climatique* qui avait certainement atteint le couvert végétal forestier : une prédominance d'espèces arborées « méditerranéennes » sur celles qui témoignaient de l'influence « atlantique », une période de sécheresse relative, attestent que les phénomènes d'érosion régressive n'ont pas été les seuls à intervenir dans la dénudation des reliefs granitiques. On a tout lieu de supposer, étant donné l'importance générale que prit le ruissellement au Quaternaire ancien (Gunz ?), que ce qui est attesté ici pour l'époque proche de l'Acheuléen moyen n'est qu'un épisode, le dernier vraiment sensible, d'une période de crise climatique : au remplissage des dépressions par l'argile kaolinique issue de l'altération mio-pliocène a succédé une torrentialité seule capable de nettoyer les versants. Les glacis ne font d'ailleurs pas défaut, comme en

(1) Rive N, en aval du pont de San P. de Batallanes; sa hauteur est de 3 m, sur 15 m de longueur. Elle repose sur la roche en place.

(2) Les terrasses sont séparées les unes des autres par la roche en place. Elles s'adossent à un versant granitique à pente faible (glacis de Bernardos).

(3) Cf. les environs de la confluence de l'Arroyo de la Moure avec le Tea, au N de Ribadetea, (feuille 223) ou au S. d'Aljan (feuille 261).

témoignent les environs de Gulanes, Cristiñade (SW Puenteareas) ou le pays de San Juan de Fornelos, San Simon de Lira (Puenteareas).

Sans doute le matériel que fournit le granite de Porriño était-il peu propre à la réalisation de formes périglaciaires. Il n'en reste pas moins curieux que les dépôts corrélatifs de la dénudation des dômes ne révèlent que la seule action du ruissellement. Leur mise en place s'étant effectuée essentiellement avant le Wurm, nous devons insister sur la quasi absence d'effet des modifications climatiques liées à cette dernière glaciation. Nous verrons qu'elles furent pourtant loin d'être nulles sur les côtes. Aussi nous croyons-nous autorisé à penser que le déshabillage des dômes était déjà terminé à ce moment-là.

En conclusion, le modelé des domaines d'affleurement du granite de Porriño traduit l'interférence de plusieurs facteurs morphogénétiques : des conditions lithologiques favorables à l'érosion différentielle, dont dépendent plusieurs formes de détail, voire certaines formes majeures (grands versants lisses); des conditions tectoniques renforçant les différences lithologiques et permettant l'exagération des dénivellations; et des données morphoclimatiques, responsables de la révélation des facteurs structuraux.

Si nous regroupons les conclusions de notre étude des pays étendus au Sud du Tambre et à l'Est du sillon méridien, nous voyons se dégager quelques traits fondamentaux. En premier lieu, nous aboutissons à l'idée que la morphologie doit l'essentiel de ses traits à la succession des phases d'aplanissement de l'époque tertiaire : et ceci même dans les secteurs densément affectés par la tectonique, tels le pays de Puente-Caldelas, et les abords du sillon méridien. On peut déduire de cette constatation que *les éléments majeurs du paysage sud galicien n'ont dû subir, lors des mouvements tertiaires du socle, que des déformations à rayon de courbure assez grand. Ils ont dû être individualisés une première fois au cours de l'Eogène,* puisque les restes de l'aplanissement supérieur (début tertiaire) sont ce qui change le plus de position altitudinale. L'agencement primitif du réseau hydrographique paraît en être directement issu. *La phase de nivellement aquitanienne étant inscrite à des cotes moins variables, on peut penser que des mouvements différentiels furent plus faibles au cours du Miocène, alors que se manifestait surtout un relèvement d'ensemble,* l'épirogénie ayant affecté de très gros compartiments et dégagé les lignes directrices de l'architecture galicienne les plus visibles aujourd'hui. Lignes trop tardives cependant pour organiser le dispositif hydrographique, dont le caractère antécédent est incontestable.

Une autre série de conclusions nous semble s'imposer. *Les failles ont dû cesser de fonctionner dès le Tortonien, ou au plus tard vers le Pontien dans le domaine le plus occidental,* puisque les lignites de Budiño ne sont pas déformés, et que les secteurs affectés par l'épicycle tortonien ne sont pas dénivelés les uns par rapport aux autres de part et d'autre du sillon méridien. Dans ce domaine, les phases ultimes des manifestations tectoniques relèvent de l'épirogénie d'ensemble. *A l'Est de la dépression méridienne, nous ne sommes plus assurés d'une fin aussi précoce des mouvements différentiels.* Les environs du Miño témoigneraient plutôt d'une intervention encore perceptible de certains accidents jusqu'au Quaternaire ancien peut-être. Et, toujours en ce qui concerne les manifestations épirogéniques, nous arrivons à préciser quelques traits de portée générale; en premier lieu une *tendance à un bombement plus continu et plus puissant dans le Sud de la Galice, perceptible selon un axe NE-SW, de la Sierra del Faro aux reliefs encadrant la ria de Vigo et le Miño,* en passant par les Sierras del Avion et del Suido, les horsts du Salgueiron, du Galleiro, et incorporant le bloc du Galiñeiro et les Mtes de la Grova. Interférant en outre avec ce dispositif, se dégagent des lignes prédominantes de jeu et rejeu différentiel des compartiments. On y constate en particulier une concordance des directions fondamentales, dans l'intérieur du pays, avec celles qui commandent le dessin de la côte. La solidarité des rias bajas avec l'histoire morphologique de la Galice sud-occidentale est ainsi bien mise en évidence.

En ce qui concerne l'épicycle miocène, jalon précieux pour l'analyse des paysages, *il reste suffisamment inscrit* dans le relief pour aider à préciser la chronologie de l'évolution générale. Même peu développé, il est fondamental d'avoir pu en retrouver la trace, *attestant ainsi qu'il n'est pas un élément purement local.* De même, la fréquence des glacis, devenus plutôt des ver-

sants-glacis dans une région aussi compartimentée et aussi soulevée, démontre l'homogénéité d'ensemble des conditions de modelé à l'aube du Quaternaire. C'est peut-être par la rareté des indices de conditions périglaciaires typiques que les hautes terres de la Galice du SW se singularisent. Même les terrasses fluviatiles sont peu nombreuses. Le fait que celles qui découlent du jeu de l'eustatisme soient peu représentées ne surprend guère, lorsque les gorges barrent les sections aval des rivières, et que les profils ne sont pas régularisés. C'est plutôt la médiocrité des terrasses climatiques qui doit retenir l'attention, et être rapprochée de l'inexistence des phénomènes de solifluxion ou d'empâtement des versants. L'altitude était-elle trop médiocre compte tenu de la latitude ? La protection des versants était-elle assurée par un couvert végétal suffisamment dense quelles que soient les variations climatiques du Quaternaire moyen et récent ? Ou bien celles-ci étaient-elles suffisamment atténuées ? Nous ne pouvons encore conclure sur ce point avant d'avoir étudié les régions côtières.

CHAPITRE III

LES BLOCS ISOLÉS A L'OUEST DU SILLON MÉRIDIEN

V. cartes géol. fig. 52 et 54 et planches Hors Texte n° 4 et 6

Entre les diverses *rias bajas,* comme entre celle de Vigo et la large vallée inférieure du rio Miño, séparés du reste des plateaux dont on vient de voir les aspects par la dépression N-S élargie de Santiago au Portugal, plusieurs hauts reliefs s'individualisent et prennent des profils ou des contours propres. La complexité de leurs paysages est bien entendu d'autant plus grande dans le détail que la lithologie y est plus variée qu'à l'intérieur du pays, et que l'exploitation de celle-ci est accrue par la proximité de la mer et des golfes profonds que sont les rias.

Pourtant, leur extension rend encore lisible la marque de niveaux d'érosion, le plus souvent. Les problèmes qui nous attendent consistent d'une part à identifier ces surfaces, d'autre part à rechercher quelle est la nature des reliefs saillants, ou des dénivellations en creux qui les accidentent.

Comme ils servent de cadres aux rias, comme leurs pentes se terminent en falaises ou dans les anses du littoral, il ne sera question ici que de caractériser la morphologie de la partie « interne » de ces blocs massifs. Signalons aussi que notre étude n'englobera pas le reilef qui encadre la partie amont de la ria de Arosa (Mtes Xiabre, dont l'examen est reporté au § D du chapitre concernant les rias bajas, pour des raisons de commodité d'exposition.

Une certaine disproportion existe entre les unités que nous voulons examiner ici. Les deux ensembles les plus vastes se situent au Sud et au Nord, la partie médiane ne comptant que des compartiments plus réduits; cela est directement en rapport avec la région côtière. L'ennoiement y est maximum dans le domaine des rias bajas, plus limité de part et d'autre. Peut-être les profils des plateaux d'érosion justifieront-ils en partie les aspects d'ensemble du tracé littoral ?

A. — LES PAYS ENTRE LE BAS MIÑO ET LA RIA DE VIGO

Ensemble de hautes terres d'autant plus remarquables qu'elles sont cernées de toutes parts de zones basses ou littorales, le vaste territoire qui s'étend du sillon méridien à la côte, de Vigo au rio Miño constitue un bastion suffisamment vaste et élevé pour que l'on tente d'y rechercher les prolongements des surfaces d'érosion. Toutefois il faut s'attendre à une certaine complexité : la carte géologique met en évidence une variété assez grande d'affleurements, et la carte topographique montre des paysages bien distincts. Au Nord d'un sillon ample dénommé « Valle del Miñor » et du massif important du Mte Galiñeiro où cette dépression s'adosse, ce sont essentiellement des buttes trapues et hautes de plus de 400 m, disposées du SW au NE. Au SW, de Bayona au Miño inférieur, domine l'aspect de plateau malgré le développement de quelques

LÉGENDE DES ESQUISSES GÉOLOGIQUES

CARTES n° 11, 28, 39, 47, 52, 59, 68.

1) TERTIAIRE & QUATERNAIRE

- sédiments néogènes et quaternaires
- marnes aquitaniennes

2) ECTINITES PROPRES AU N.W. DE LA GALICE

- schistes d'Ortigueira
- gneiss à grenats
- gneiss mylonitisés
- charnockites à amphibole, grenat, hypersthène
- éclogites

3) ROCHES A ELEMENTS BASIQUES DE L'W. DE LA GALICE

- amphibolites
- pyroxénites, serpentinites
- gabbros, norites
- a) gneiss alcalins fins
  b) gneiss alcalins grossiers
- gneiss & granites hyperalcalins amphibolitiques, à riebeckite, ferrohastingite
- schistes & gneiss (migmatites)
- intrusions basiques

4) ECTINITES & MIGMATITES DE L'W. DE LA GALICE

- schistes de Bergondo & d'Ordenes (embréchites ?)
- a) schistes sériciteux
  b) schistes sériciteux à passées grèseuses
- schistes métamorphiques
- schistes & gneiss migmatitiques
- gneiss oeillés (et glandulaires) à biotite, parfois amphibolitiques
- granites gneissiques (2 micas, à orthose) = anatexites

5) GRANITES SYNTECTONIQUES

- granite à 2 micas, orienté
- granite non orienté (à 2 micas, grain moyen, homogène)
- a) granite à grain fin - b) aplite

6) GRANITES INTRUSIFS ET DIORITES

- granite de la Corogne a) grossier, hétérogène b) homogène, grain moyen
- granite type Pindo, et Traba (à biotite) riche en quartz
- granite à biotite (Caldas, Porriño)
- cornéenne
- granodiorites, granites trondhjémitiques

7) TERRAINS CAMBRO-SILURIENS (GALICE ORIENTALE)

- ollo de sapo (conglomérat infra-cambrien ?)
- schistes argileux, sériciteux, ardoisiers...
- schistes gréseux
- a) calcaires
  b) quartzites
- grès

- failles — fractures probables
- filons de quartz — pendages
- plongement des couches
- Limites d'affleurement: sûres / probables

Esquisses établies d'après les cartes d'I. PARGA PONDAL, J.M. LOPEZ de AZCONA, NAVARRO, E. DEN TEX, IRSINGER, BALLI, VON RAUMER, et observations personnelles.

Echelle

0 2 4 6 8 10 Km

AROSA
CAMBADOS
R. UMIA
I. SALVORA
GROVE
I. LA TOJA
VALLE DE SALNES
M. ACIBAL
CASTROVE
R. LEREZ
R. ALMOFREY
PONTEVEDRA
MARIN
M. LA FRACHA
R. VERDUGO
I. ONS
RIA DE PONTEVEDRA
M. CASTINEIRA
R. OITAVEN
I. ONZA
RIA DE ALDAN
M. DOMAYO
ANSE DE SAN SIMON
CANGAS
ILES CIES
VIGO
RIA DE VIGO
R. TEA
MONDARIZ
R. LOURO
PUENTEAREAS
M. CHANTEBRITO
M. FERRO
R. ZAMANES
M. GALINEIRO
C. SILLEIRO
BAYONA
VALLE DE MIÑOR
BUDIÑO
VALLE DE SALVATIERRA
M. VILARIÑO
M. FACHO
TUY
M. DE LA GROVA
R. MIÑO
PORTUGAL
SIERRA DE LA VALGA
LA GUARDIA
Sta TECLA

Fig. 52

échancrures à tracé subméridien. A l'Est se détache la masse compacte, dominée de crêtes résiduelles importantes, des Mtes Galiñeiro et Vilariño.

L'intérêt de cet assemblage de reliefs est donc dans l'explication de la diversité rencontrée, et l'examen de ce qui revient à la lithologie ou à la planation. Si, pour la première de ces tâches, on dispose ici depuis peu d'une cartographie géologique détaillée et commentée (1), on doit déplorer pour la seconde la médiocrité — voire la nullité — d'indices permettant d'étayer les hypothèses concernant l'âge ou les processus d'aplanissement.

1) La Sierra de Galiñeiro

Sa désignation toponymique — littéralement « crête de coq » — est amplement méritée si on l'applique aux alignements de reliefs culminants. Sur 7 km du NNW au SSE, s'égrènent plusieurs chicots dépassant 600 m d'altitude, le plus haut atteignant 702 m. Dénudés ou seulement couverts de landes, ils laissent fréquemment pointer des chaos de blocs ou des pans de rochers de quelques dizaines de mètres de commandement. Ces sortes de « tors » sont étroitement dépendants dans leur configuration de la division en grandes masses parallélépipédiques, d'une roche originale, riche en riebeckite. Il a été vérifié que ceux qui se groupent autour du sommet culminant sont faits de granite gneissique très acide, riche en amphiboles et pyroxènes sodiques, à côté du quartz, du microcline, de l'oligoclase, et de la titanite. Le gneiss y prend un pendage à l'ESE ou ENE qui donne aux crêtes un profil dissymétrique (v. photo 57/2/3, *planche XV*). La texture granitique ne prédomine que sur une petite zone, à l'Est du chicot coté 702 m, l'aspect gneissique étant de beaucoup le plus courant; les faciès en sont variables, ici grossiers, là plus fins. Une roche basique, de type syéno-dioritique, flanque du côté du NE les affleurements de roches à riebeckite.

Cependant, les reliefs culminants de la moitié méridionale de la Sierra ne correspondent plus à cette famille de roches, dont l'extension par contre couvre des secteurs moins en saillie. L'échine du Mte Vilariño se développe dans des granites grenus à deux micas; des tors pierreux en forment l'ossature; les systèmes de diaclases N. 120° et N 60° à fort plongement en expliquent les profils déchiquetés dans le détail. Mais comme plus au Nord, les sommets avoisinant ici les 600 m ne doivent pas leur caractère saillant à une nature pétrographique distincte des environs.

En contrebas des arêtes, la topographie rencontrée est celle de plateaux. Le raccord des sommets avec ceux-ci est rarement très brutal; c'est seulement le cas lorsque des schistes à biotite viennent en contact avec les gneiss à riebeckite comme à l'W du Mte Galiñeiro. On a alors une corniche de 40° de pente supérieure, dominant un bas de versant dans les schistes ou les diorites, de 20° ou moins. Il est plus difficile d'isoler, sinon par l'altitude, les chicots granitiques, car alors le plateau qu'ils dominent prend lui même un profil bosselé de nombreuses verrues rocheuses.

On reconnaît aisément, dans les contreforts des échines culminantes, des éléments de niveaux d'érosion. Les plus nets se rencontrent au N du Galiñeiro, aux environs de Zamanès (v. photo mentionnée ci-dessus). Leur extension sur près de 2 km de long, indifféremment sur les gneiss à biotite, les gneiss à riebeckite, les diorites à hornblende, forme un niveau de col entre les tributaires du Valle del Miñor et ceux de la Gandara de Budiño. L'altitude moyenne se tient alors vers 380-420 m. Leur régularité donne au Galiñeiro l'allure d'un Inselberg. C'est également à des cotes voisines que se tiennent les épaulements qui flanquent le Vilariño au NE près de Parada. Pourtant, c'est vers 500-520 m que se situent les principaux éléments qui cernent les chicots, tant du côté de l'Est (au-dessus d'Herbide, de Ribadelouro) qu'entre le Galiñeiro et le Vilariño, ou au Sud-Ouest du Mte San Antonio (Alto Pereiro, Mte Teton).

(1) Cartes géologiques n° 260 (Oya), n° 260 (Tuy) et n° 298 (la Guardia) et notices correspondantes (**237**), (**236**), (**239**).

Surface d'érosion éogène étendue au pied du Mte Galiñeiro, dont on voit la crête sommitale au fond.

Versants granitiques dans les reliefs situés à l'W du Mte Galiñeiro (granite à 2 micas) ; vue du kilomètre 14 de la route Vincios-Gondomar, au N. de Morgadanes.

La rasa entre le Cap Silleiro et la Guardia. La rasa termine le profil du Mte Facho, au Nord de Mougas. (Vue du kilomètre 63 de la route Vigo-La Guardia). Au premier plan, plate-forme de déferlement actuelle, encore très irrégulière.

Pour nous, la disposition du relief s'interprète ainsi : la surface d'érosion fondamentale nous semble constituer l'essentiel de la masse de la Sierra, portée à l'altitude de 500-520 m. Les sommets plus élevés y font figure de noyaux résiduels. Nous avons déjà rencontré ailleurs des roches à riebeckite, ou des granites grenus à deux micas dans cette position d'Inselberge (v. p. 154-155). Nous sommes tenté de considérer la zone de Zamanes comme un niveau de col dérivé de la même surface fondamentale; cas qui n'est pas non plus isolé en Galice comme on l'a vu plus haut. Bien entendu, en l'absence de témoins géologiques permettant d'authentifier cette interprétation, nous ne pouvons que lui donner valeur d'hypothèse. La seule base certaine est que les aplanissements sont antérieurs à l'ouverture de la dépression de Budiño, où s'accumula du lignite miocène, puisqu'ils viennent former la partie sommitale de son versant occidental. Leur surface, soumise à l'altération dans la seconde moitié du Tertiaire a été dégradée inégalement selon la texture et la structure de ses roches, et les tors actuels en domaine granitique ont dû être révélés par le déblaiement de ces altérites.

Les limites de la Sierra de Galiñeiro visibles maintenant sont des limites d'érosion, même du côté de l'abrupt oriental. Celui-ci s'est surtout modifié dans les secteurs où affleuraient des gneiss à biotite (entre Torneiro et Pontella ou vers Mosende). On y observe à plusieurs reprises des Knicks, des rentrants profonds et un adoucissement de la pente. Celle-ci par contre reste raide lorsque les gneiss à riébéckite s'avancent vers l'Est (NW de Mosende) ou lorsque les granites grenus s'approchent du Louro (Ribadelouro). A l'Ouest, le rôle de la lithologie est plus exclusif. Nous avons pu suivre le contact entre les granites grenus non orientés et les granites gneissiques de Lage de part et d'autre de Morgadanes (1). Il guide constamment la dénivellation qui termine les plateaux (v. photo 61/12/4, *planche XV*). Plus au Nord l'affleurement d'une longue passée schisteuse, dessinant un « S » étiré du SSW au NNE sur 5 km détermine la localisation du talus-limite (2). La tectonique, marquée dans ce secteur par des accidents SE-NW, (N du Mte San Antonio) semble sans effet; et même si elle intervient dans l'ouverture du « Valle del Miñor », cela n'a pas de prolongement sur les contours précis des reliefs qui nous intéressent ici. Du côté du Sud enfin, le rebord de la « Sierra de Galiñeiro » (San Antonio, Mte Teton, Vilariño) épouse encore assez fidèlement le passage des granites non orientés aux granites gneissiques de Lage (cf. environs de Malvas et de Rebordanes).

Retenons donc de ce premier ensemble de reliefs l'exploitation qui est faite de la lithologie, favorisée ici par la proximité générale du niveau de base marin. Les roches sensibles aux actions chimiques par suite de leur forte diaclasation, ou de leurs nature moins acide, ou encore de leur hétérogénité durent subir une altération en profondeur qui a donné des débris assez fins pour être acheminés sur des versants dont le recoupement fut plus rapide. Comme A. Rondeau (428) l'a constaté en Corse, nous notons l'importance dans la topographie des terrains hyperacides ou leucocrates et des roches à riebeckite; nous insisterons en outre, quant à nous, sur le rôle éminent de l'écartement des diaclases, qui a joué, en cette région, dans le même sens.

2) Les plateaux de la Grova et de Pinzas

Ce sont des reliefs massifs qui viennent représenter l'extension extrême de surfaces d'érosion jusqu'aux abords mêmes des côtes. Lorsque l'œil les embrasse depuis la côte, ce qui frappe le plus est la raideur de leur talus bordier, sa continuité aussi, et la subégalité des principales lignes sommitales. Ne voit-on pas des altitudes de 400 à 600 m s'avancer à 1-2 km de la mer, à Bayona ou à Oya ? Des ravins ont beau lacérer le talus brutal qui les raccorde à la côte, il est

(1) Une rectification serait à apporter à la carte géologique de Tuy n° 261 dans le secteur. A l'W de la route Morgadanes-Vincios, c'est un granite gneissique, ou un gneiss (groupe de Lage) qui affleure du kilomètre 6 au kilomètre 2,5. La route est très proche du contact avec les granites grenus.

(2) De Chain à Vincios; le rio Zamanes, dont le cours prend un tracé parallèle, ne l'emprunte cependant pas et doit creuser en roche granitique d'importantes gorges.

rare qu'en résultent de profonds rentrants. Ceux de Bahiña, Baredo, près de Bayona n'échancrent les reliefs que sur 1 km; de même celui d'Oya. Seul à Mougas le plus vaste amphithéâtre d'érosion fait reculer de 3 km le front des plateaux. Pourtant, si l'on aborde cet ensemble de hautes terres à partir du valle del Miñor et surtout du pays du Miño inférieur, l'impression d'un front continu disparaît. Plusieurs sillons permettent de pénétrer jusqu'au cœur des paysages : une ascension sur l'un quelconque des sommets qui les couronnent révèle un morcellement qu'on ne peut soupçonner de la périphérie.

Il nous semble que s'individualisent plusieurs secteurs.

a) Un élément de surface d'érosion assez étendu (10 km²) s'observe de Pinzas à Couxo, à l'W d'un sillon NNW-SSE emprunté par le rio de la Rasa. Le plan topographique recoupe entre 440 m et 360 m des granites, orientés ou non, et des schistes métamorphiques, indifféremment. Les terrains orientés de façon subméridienne ne paraissent pas avoir guidé le rio, dont le tracé est sans doute dû à une cassure. Nous noterons en effet que dans le même axe s'ouvre plus au Sud un alvéole tectonique où coule la Briña (1). C'est précisément le long de cet axe que se situent les cotes les plus élevées du niveau, apparemment basculé vers l'Ouest. La limite Nord, alignée du SW au NE, recoupe les affleurements quasi à la perpendiculaire. Le talus bordier est tantôt d'un seul jet au bord du Valle del Miñor, tantôt subdivisé par un palier vers 230 m (Donas). Si une faille en est responsable, l'ampleur de la dénivellation purement tectonique serait donnée par la valeur du talus supérieur (soit 150 m). Ajoutons que ces fractures probables à l'Est et au Nord ne suivent pas non plus les directions prédominantes (2).

b) Ce plateau, à ondulations topographiques fort atténuées par une décomposition superficielle intense de roches, vient buter à l'Ouest sur des reliefs de 150-200 m plus élevés, groupés de façon complexe. Le Mte Lousado forme un sommet cônique culminant à 610 m et prolongé immédiatement au N. par une croupe plus massive d'altitude voisine (Alto Pozas 630 m). Leurs versants dominent de 270 m la surface d'érosion, en une longue pente de 8-9° développée pour moitié dans des granites fins, orientés, et pour moitié dans des schistes métamorphiques. Nous avons pu vérifier que des éléments d'aplanissement continuaient à cerner ces reliefs du SE, prolongeant vers Vilachan de Monte et Margaridas les altitudes de 400-350 m. Un « inselberg » bien isolé (Mte Pedrada 518 m) y forme une coupole convexe de granite partiellement encadrée de schistes. Ainsi vu de l'Est, l'alignement des sommets leur fait faire figure de reliefs résiduels.

c) Pour discuter de l'origine de ceux-ci, il faut prendre en considération un ensemble plus vaste de hautes terres. En effet, d'autres reliefs dépassent 500 m, voire 600 m plus à l'Ouest et plus au Nord. Séparée de l'alignement du Lourado-Alto Pozas par un sillon très creusé (3), la masse du Corrubelo (596 m) représente une échine régulière entre 550-500 m, inclinée de 2-3° vers le NNE sur 4 km. Le sommet culminant domine d'une trentaine ou une quarantaine de mètres cette lanière plane. Le niveau de col étroit qui unit l'Alto Pozas à celle-ci s'y rattache aisément (516 m). Un relief résiduel sur ce niveau bloque l'extension de ce plateau au Nord. C'est l'Alto Costado (655 m). L'aplanissement fondamental ici est donc à l'altitude de 520-500 m et non plus à 440-360 m tandis que les sommets dominants restent de l'ordre de 600 m. S'agit-il du même niveau ? La réponse paraît devoir être négative. Car un épaulement bien net vers 440-460 m peut être observé au N et S de l'amphithéâtre d'érosion de Burgueira, créant un bel emboîtement de niveaux. D'autre part, c'est encore à 450 m environ que se tient l'ensemble des terres qui dominent Bayona, le cap Silleiro et Mougas. (Alto de la Nueira, 5-6 km²) au pied occidental de la Grova. De même au Sud du Corrubelo, un plan régulièrement incliné conduit au pied de la ligne de crête côtière (qui se tient vers 540-480 m) des altitudes de 440 m à celles de 400 m aux abords de la vallée du rio Carvallo; cotes que l'on retrouve tout au long de la Sierra de Argallo, sur sa rive orientale.

(1) La dépression allongée de façon subméridienne drainée par la Briña est ouverte dans des granites gneissiques et aplitiques dont la profonde kaolinisation *in situ* est visible à Achan, (« mine » de kaolin) cf. (236) p. 86.

(2) Un système de diaclases verticales est orienté W-E; un second, de fissures obliques (plongements de 35° au SW), est disposé NW-SE (236) p. 50.

(3) 380 m au pied du Lousado, 270 m à Burgueira.

De telles coïncidences ne sont pas les effets du hasard. La disposition rencontrée suggère que les sommets de plus de 600 m doivent être des Inselberge par rapport à une surface principale portée à 500 m environ, et elle-même retouchée sur ses bordures NW, Sud et Est par un niveau que signalent les cotes de 460-360 m. La localisation de ce dernier indiquerait soit que certains accidents aient joué partiellement déjà entre les phases d'élaboration des deux niveaux, soit que les lignes de fracture (anciennes à coup sûr) n'aient été réexploitées essentiellement qu'au cours de la dernière période d'aplanissement. L'âge de ces surfaces reste hypothétique. « Le bloc côtier de la Guardia (est) couronné par des surfaces d'érosion d'âge inconnu, où il est très difficile de démêler ce qui est touches de piano et relief polycyclique » disent MM. Birot et L. Solé (1). Pour nous, une assimilation des deux niveaux à ceux que nous avons rencontrés ailleurs de façon constante est très plausible. Leur dégradation suit le même canevas : maintien en saillie des roches leucocrates et riches en quartz, évidements dans les affleurements de terrains plus gneissiques, ou avec enclaves de schistes, et dans les zones fortement mylonitisées souvent réexploitées (2).

d) L'ancienneté relative des phases d'aplanissement ressort aussi de l'importante évolution des talus « internes », nés des accidents responsables de l'altitude actuelle. Leurs pentes montrent qu'ils ont perdu beaucoup de leur netteté; les versants ne sont plus rectilignes qu'en de rares endroits.

Le cloisonnement ou les interruptions des unités de relief est le résultat de deux systèmes principaux de fractures :

— une première direction est SW-NE. Au Nord, elle recoupe une bande de schistes métamorphiques large de 1,5 km. Le cours supérieur du rio de la Grova l'exploite avant d'emprunter la bande schisteuse. A cet endroit, l'accident ne réalisa probablement pas de dénivellation. Au delà de Donas, par contre, il est possible comme on l'a dit qu'une partie du talus en dérive directement. Au Sud, cette direction est celle de la basse vallée du Miño dans deux de ses tronçons. Mais l'élargissement y est tel que si des fractures les ont guidés, elles ne sont plus reconnaissables.

— la seconde direction, la plus importante, est méridienne ou NNW-SSE. Nous assistons en effet à une répétition des formes déjà rencontrées dans la région de Salvatierra. Ici, nous considérons les vallées du rio de Rasa, de la Briña et d'un de ses affluents comme des vallées de fracture. Les cours d'eau en effet n'affouillent pas les passées de schistes pourtant rapprochées et parallèles, mais s'ouvrent dans le granite gneissique. Au col entre les deux systèmes hydrographiques, l'altitude est de 291 m, soit 75 m en contrebas des reliefs encadrants. Apparemment, il n'y a pas eu de sensible dénivellation entre les deux masses que l'accident sépare. A l'Est, une vallée parallèle à la Briña traverse aussi bien les granites non orientés que les granites gneissiques. Ample et rectiligne, elle doit dériver d'une autre fracture. Les cotes de 300 m sur ses flancs sont éloignées de 3 km à l'amont près de Malvas, et très vite les interfluves s'abaissent en direction de la vallée du Miño. Enfin, à l'Ouest c'est le sillon du rio Carvallo qui inscrit une dépression méridienne que nous avons vu déjà scinder le niveau de 400 m, isoler les Inselberge de Lousado des niveaux de 500 m et 400 m de Torroña. L'écartement de ces divers accidents est variable : 3 et 7 km. Nous rappellerons que le bassin de Tuy-Porriño est tout proche (2,5 km de la Furna) et la côte rectiligne de la Guardia distante de 5 km du rio de Carvallo.

Il est tentant de considérer cette trame dense de cassures méridiennes comme simultanée. Celle de Porriño-Tuy étant datée du Miocène par les lignites de Budiño, nous placerions volontiers à cette époque l'ouverture des autres alvéoles méridiens. En contre-épreuve, on doit rechercher vers quel moment ces dépressions avaient atteint leur ampleur, qui est le trait le plus frappant aujourd'hui. Les terrasses du rio Miño sont les seuls témoins utilisables à cette fin. Nous les avons repérées au sein des vallées affluentes, répétant les aspects rencontrés dans le pays de Salvatierra ou dans la Gandara de Budiño (3). La plus haute terrasse (+ 60 m) atteint Achan, sur les flancs du rio Briña (4), et le niveau de + 45 m se retrouve jusqu'à El Rosal et Caselas dans la

(1) P. Birot et L. Solé (57) p. 47.
(2) Les auteurs de (236) insistent à plusieurs reprises sur cette hétérogénéité (cf. p. 20 et 47).
(3) Exception faite de la vallée du rio Furna.
(4) V. (236) photos 31-33 et texte p. 69.

vallée du rio Carvallo. Nous avons ainsi le témoignage qu'au Quaternaire ancien, l'érosion avait déjà fait l'essentiel de son œuvre. L'évolution ultérieure, jusqu'aux temps actuels, se limite à un colluvionnement mince d'arènes sur les versants, et un abaissement des rios d'une trentaine de mètres, qui a perché les terrasses.

Il est possible que le gauchissement noté à l'W de Couxo se superpose à la fracturation responsable des « touches de piano ». Mais nous ne pensons pas que des ondulations Ouest-Est soient aussi certaines que l'assurent H. Lautensach et J. Bourcart [selon G. Teixeira (1)]. Pour eux, une zone d'inflexion marquerait le passage vers le Nord au domaine des rias. Nos observations nous conduiraient bien plutôt à admettre un plongement vers le Sud des surfaces de 400 m, à partir d'une ligne Mte Lousado-Mte Corrubelo, à la faveur duquel se serait logé le cours inférieur du Miño; (au Nord, nous n'avons trouvé que la fracture qui ne court d'ailleurs que du Mte Grova à Morgadanes).

Dans le secteur où les reliefs se rapprochent du rio Miño, leur démantèlement ne paraît pas en relations avec la lithologie, et leur abaissement progressif se remarque dans chaque compartiment entre les accidents Nord-Sud. Il est vrai que la bande des schistes métamorphiques qui court de Bayona vers le Sud se dédouble à partir du Mte Pedrada, et s'indure par la présence de filons de quartzite, de quartz, d'aplite, plus denses dans la partie méridionale de son affleurement que dans sa partie septentrionale (2). Aussi le profil de la Sierra de Argallo n'en est-il pas affecté. Par contre, une diminution graduelle de l'altitude conduit de 416 m à 313 m au Nido del Avervo, tout comme on passe des 410 m du Mte Picouto (au droit du Campo de Couto) aux 361 m du Mte Torroso, et au bastion isolé de la Sta Tecla (341 m).

3) Les pays de hautes collines aux abords de la ria de Vigo

Laissant pour l'instant de côté l'étude des dépressions et des talus au voisinage de l'Océan, il nous reste à caractériser les reliefs qui s'avancent en direction de la ria de Vigo. Aucun trait d'ensemble, même apparent, ne se signale ici : Des altitudes fort variables, des paysages tantôt dénudés et âpres, tantôt mous et couverts de landes ou de forêt, une absence d'ordonnance générale sont les aspects dominants.

Le groupe de sommets le plus original est formé par les « Cerros de Fragoso », sortes de « sucs » ou tors côniques dominant de quelques mètres à une quarantaine de mètres un substratum rocheux porté à 400-440 m environ. Tel l'ensemble de l'Outeiro Grande (450 m), du Chandebrito (482-526 m). L'impression donnée par ces paysages est celle d'une topographie affectée par une altération différentielle jusqu'à un certain plancher aujourd'hui dégagé, et que dominent des chicots plus résistants. L'ensemble est actuellement bien peu couvert de sols (de type ranker), et fréquemment même la roche est à nu. Il s'agit d'un granite grenu non orienté, à structure un peu porphyroïde (3). Des ravinements assez creusés (30-40 m) en lacèrent les flancs dans toutes les directions mais sans jamais aller jusqu'à la côte, car les pentes sont, d'une manière générale, assez fortes (28-30°).

Il est vain de vouloir reconstituer de façon précise, et à plus forte raison de chercher à dater la topographie dont dérive cet assemblage de reliefs compris entre les « valles » du Miñor et de Fragoso. Il nous paraît plus utile de souligner la coïncidence des formes avec un type de roches, qui renouvelle les paysages déjà marqués de la même manière sur le flanc occidental de la Sierra du Galiñeiro. C'est en outre encore dans la lithologie que nous trouvons l'explication de leur limite du côté de l'Est. De Vigo à Vincios, en effet, s'étire une zone de grande confusion. Nous y avons relevé une imbrication complexe entre des granites assez porphyroïdes, d'autres

(1) C. Teixeira (479) p. 23-25.
(2) (236) p. 45.
(3) (236) p. 51-52 et photos 4 et 22.

gneissiques, d'autres plus homogènes, et donnant des boules (Matama) accolés à des schistes et gneiss.

Ces dernières roches dominent ensuite vers l'Est, et les formes de terrain changent de profil. Nous sommes alors dans l'ensemble de hautes terres qui prolongent la Sierra du Galiñeiro au N du col de Zamanes. La topographie plus lourde enregistre en outre un emboîtement de niveaux. La partie culminante est constituée par les Mtes de Pedra Cavalaria et de las Pereiras, vers 500-515 m. A leur pied, une échine longue de 4 km vers 320-300 m s'avance en direction du NNE, mordue à l'Ouest par l'érosion régressive du système de rios de Fragoso, mais raccordée à l'Est au niveau de l'aérodrome de Peinador dont il a déjà été question (v. page 215). Elle est dominée au-delà de Cabral par un autre élément de surface étendu sur 5 km², où culminent le Ferreira et le Penide (440 m). La variété des roches, ici gneissiques, là granitiques (anatexites), en bandes NNW-SSE, ne se reflète plus ici. Seuls les schistes ont aidé à leur dégagement du côté oriental par des glacis inclinés vers l'Anse de San Simon et la grande dépression méridienne.

Ici encore, l'identification des surfaces et niveaux est bien aléatoire. Nous éviterons de nous prononcer notamment sur la question de savoir si la différence d'altitude de la Pedra Cavalaria et du Penide est le fait d'un emboîtement, ou si elle est due à une déformation d'un même aplanissement ultérieurement tronçonné par le palier de 300 m de Cabral-Peinador.

Au total, nous croyons pouvoir avancer que l'essentiel des reliefs situés entre la ria de Vigo et le bas Miño est constitué des mêmes surfaces d'érosion tertiaires que nous avons reconnues et suivies ailleurs, à l'Est de la grande cassure Nord-Sud. L'emboîtement de deux niveaux s'y retrouve assez aisément malgré l'intervention d'une trame assez dense de cassures surtout méridiennes. Dans cet ensemble de hautes terres, qui dessinent un arc de cercle de l'embouchure du Miño au fond de la ria de Vigo, nous avons perçu, certes, des déformations; mais celles-ci restent mineures et n'expliquent ni l'orientation des côtes, ni le passage aux rias. Deux ensembles de zones basses s'interposent qui apparaissent, quant à elles, bien davantage solidaires du littoral. Leur orientation sans rapport avec la lithologie, tout comme la basse vallée du Miño ou l'accident méridien, suggèrent évidemment l'intervention décisive de la tectonique cassante dans la délimitation des plateaux. Nous y reviendrons en cherchant la genèse des traits majeurs de la côte.

Il est enfin intéressant d'observer dans cette région comment sont apparus ces éléments les plus saillants du relief. Les uns sont des Inselberge, en roche hyperalcaline, ou grenue non orientée (leucocrate) à diaclases pas trop denses. Les autres, plus réduits, sont des tors dont le dégagement suppose le déblaiement des altérites sous lesquelles ils étaient peut-être plus ou moins enterrés. Il est significatif qu'ils n'apparaissent qu'en granite grenu assez grossier alors que les roches de grain plus fin, et à texture orientée voire gneissique, ou trop hétérogènes, n'ont pas fourni de noyaux suffisamment résistants à l'altération chimique.

B. — LES HORSTS BASCULÉS SAILLANT ENTRE LES RIAS

Si les rias bajas surprennent par la largeur et la profondeur des échancrures qu'elles ouvrent dans le littoral, elles doivent une bonne part de leur beauté à l'importance du cadre montagneux dans lequel elles s'inscrivent. La massivité et la continuité des reliefs qui les individualisent ont amené tous les géologues et morphologues ayant abordé l'étude de ces régions à la même interprétation. P. Birot et L. Solé, par exemple, écrivent : « les massifs montagneux intermédiaires ont souvent l'allure de horsts dissymétriques basculés »; et plus loin, ils évoquent « leurs surfaces culminantes de blocs soulevés » (1).

(1) P. Birot et L. Solé (57) p. 52.

Pour notre propos, la vérification de ces hypothèses (ou leur infirmation) est particulièrement importante puisque, en plus de l'intérêt présenté par ces formes elles-mêmes, c'est celui de la genèse des rias qui s'y rattache. Aussi nous sommes-nous efforcé de confronter les traits géologiques et les traits topographiques, afin de mettre éventuellement en évidence l'existence d'aplanissements ou d'accidents tectoniques; d'obtenir aussi le cas échéant, des preuves ou des éléments de discussion au sujet des conditions et du moment d'élaboration de ces reliefs.

Disons d'emblée que nos investigations ne furent pas toujours vaines; nous pouvons, en nous appuyant sur plusieurs éléments nouveaux, souscrire aux interprétations généralement présentées. Toutefois, nous aurons à introduire quelques nuances, car chaque compartiment a son individualité.

Rappelons que ne seront envisagés ici que les secteurs les plus élevés, et les plus « centraux » des divers promontoires; les pentes inférieures ou les éléments de reliefs isolés dès qu'ils s'approchent des côtes seront analysés avec la morphologie du littoral (V° partie).

1) Entre les rias de Vigo et de Pontevedra

Vu d'assez loin, par exemple de la rive Sud de la ria de Vigo, le grand promontoire qui sépare les deux rias jumelles frappe par son altitude élevée et son apparente continuité. Sur plus de 10 km, les cotes sont comprises entre 600 et 400 m. Ce n'est qu'à l'Ouest de Cangas que les reliefs se réduisent et s'émiettent. Un examen moins sommaire, réalisé à partir d'angles différents, amène à décomposer en fait plusieurs éléments ce lourd saillant.

A l'Est, le Faro de Domayo, culminant à 634 m, surgit brutalement par un abrupt raide (30 % de pente) rectiligne sur plus de 5 km, dont le commandement dépasse 500 m. C'est également avec une largeur de 5 km que ce relief tombe dans la ria de Vigo pour former la rive Nord de l'Estrecho de Rande. Toutefois les pentes y sont moins raides (13 %), et un rentrant réussit à s'y inscrire sur 1 km de profondeur. La limite occidentale redevient fort imposante, sur une partie de son tracé, au long de la partie aval du rio de Maceira tributaire de la ria de Pontevedra; le talus y a encore 180 m de valeur relative. Entre ces contours, la partie sommitale du Domayo offre des formes lourdes, faites de bosses surbaissées d'ampleur médiocre. Elles se confondent étroitement au point de justifier la dénomination de plateau malgré bien des inégalités de détail. Seuls, les points culminants forment des dômes trapus, de 40-60 m de haut sur un socle mordu par de multiples têtes de vallon.

En direction du NE la ligne de crêtes se réduit et s'abaisse, par suite du développement de grands amphithéâtres d'érosion de part et d'autre. Le col le plus bas descend à 380 m. Mais le relief reprend de l'ampleur, avec le Mte Castiñeira dont la masse est bien circonscrite par la dépression méridienne et les abords de la ria de Pontevedra. Son profil n'est pas une réédition du Domayo, quoiqu'en étant le prolongement. Cette fois, hormis les trois sommets les plus élevés (526-497-490 m) l'ensemble de la topographie culminante se maintient vers 440-400 m, sur plus de 2,5 km d'extension.

A l'Ouest du sillon des rios de Fraga et de Maceira, inscrits sur un même axe, l'allure de plateau est encore plus générale. Les reliefs dessinent un rectangle grossier, disposé du SW au NE. Les cotes restent assez voisines sur 1 km à 1,5 km de large. Au SW, sur le Mte Ermelo, elles se tiennent aux alentours de 405-435 m, et au NE à la Pastoriza, au voisinage de 410 m. La partie centrale est plus irrégulière, une verrue culminant à 488 m occupant presque toute la largeur. Les contours sont davantage lobés car les torrents sont nombreux tant du côté de la ria de Pontevedra que sur les trois autres côtés.

Si l'on excepte donc les quelques chicots culminants sur le Domayo et à l'E ou au N de celui-ci, les éléments de plateaux ne sont pas absents, malgré une dégradation fort compré-

hensible si près des niveaux de base. Le trait majeur est leur disposition SSW-NNE, et une confrontation avec les affleurements géologiques s'impose. Les esquisses publiées par W. Carlé (1) et I. Parga (2) mettent en lumière une orientation de ces derniers selon une trame SSE-NNW. Si le contact entre des schistes et les granites grenus peut en partie (et en partie seulement) aider au développement du talus oriental du Domayo, le reste des accidents topographiques n'offre guère de coïncidence avec les diverses classes de roches : gneiss, granites orientés ou grenus se relaient sans effet sensible. La conclusion qui s'impose est que les reliefs dérivent d'une surface d'érosion. Cette dernière tronçonnée et divisée aujourd'hui, garde l'anonymat. Les terrains ont même été dégagés de leur manteau d'altération par le ruissellement ou par le colluvionnement. Phénomène sans doute relativement ancien, car dans les parties basses les accumulations actuelles de colluvionnement dépassent rarement 0,50 m d'épaisseur et partout la pédogénèse n'a abouti qu'à des « Ranker ».

Le morcellement que nous avons constaté, lui aussi sans rapport avec les affleurements, conduit à l'hypothèse de fracturation tectonique. S'agit-il alors d'un horst complexe ? Tel est du moins le point de vue le plus communément admis. W. Carlé fait état d'une faille à regard SE dans l'axe du rio de Fraga (3) sans toutefois en préciser l'emplacement ni le rejet. Nous avons là en effet un système de vallées de fracture très probable, qui, en son col, conserve une dénivellation de 160 m avec les reliefs orientaux et de 45 m avec le plateau occidental. Par ailleurs, les divers profils tracés au travers du Mte Ermelo ou du Domayo conduisent à l'idée que le sillon de Fraga individualise deux horsts légèrement basculés. Le premier a une pente d'ensemble vers le NW, et le second, triangulaire, incline sa pointe vers le SE. Le Mte Castiñeira, quant à lui, constitue un plan s'abaissant en direction du Nord.

Un tel schéma manque toutefois de preuve géologique, et même de précision, tant les talus sont dégradés et évolués. Leur absence de fraîcheur déjà souligné par MM. Birot et Solé, suggère de toute façon un soulèvement ancien, que nous supposons en relations avec l'accident méridien miocène. Nous regrettons surtout l'absence d'indices sur des cassures orientées dans le sens des rias. La massivité des blocs montagneux paraît devoir les imposer, et le fait de n'en point retrouver trace nous entraîne à en envisager le fonctionnement avant ou pendant une période de dégradation très intense des versants. Dans cette optique, l'ensemble du dispositif « horsts-rias » aurait donc pris corps déjà dans le courant du Miocène.

2) Le Monte Castrove au N de la ria de Pontevedra

Avec la silhouette massive et moins morcelée du Mte Castrove, nous retrouvons les mêmes problèmes. Heureusement, les traits morphologiques y sont plus évidents et apportent une confirmation aux hypothèses que nous venons de formuler.

Le profil trapézoïdal du Castrove permet de mieux dégager l'existence d'un aplanissement sommital. Les trois points culminants dominent en effet d'une soixantaine de mètres un vaste plateau, étiré du NE au SW sur 5 km. Les altitudes, de l'ordre de 540 m près des chicots les plus élevés, s'abaissent très progressivement vers le SW jusqu'à 460 m au Mte Redondo; le paysage de plateau à peine retouché de vallons sinueux et peu creusés, couvert de lande rase et accidenté seulement ici ou là de tors de 20 à 30 m de commandement, est particulièrement développé sur le Mte Escusa. Pourtant, la lithologie n'est pas uniforme. Les affleurements, disposés comme au S de la ria de Pontevedra selon une orientation méridienne ou NNW-SSE, sont, en alternance, des schistes ou gneiss à biotite et du granite à deux micas gneissique. Sa largeur de surface bien conservée est en moyenne de 1 km, ce qui exclut toute possibilité de faire de cette longue échine

(1) W. Carlé (87).
(2) I. Parga Pondal (383).
(3) W. Carlé (89), fig. 3, et texte p. 329.

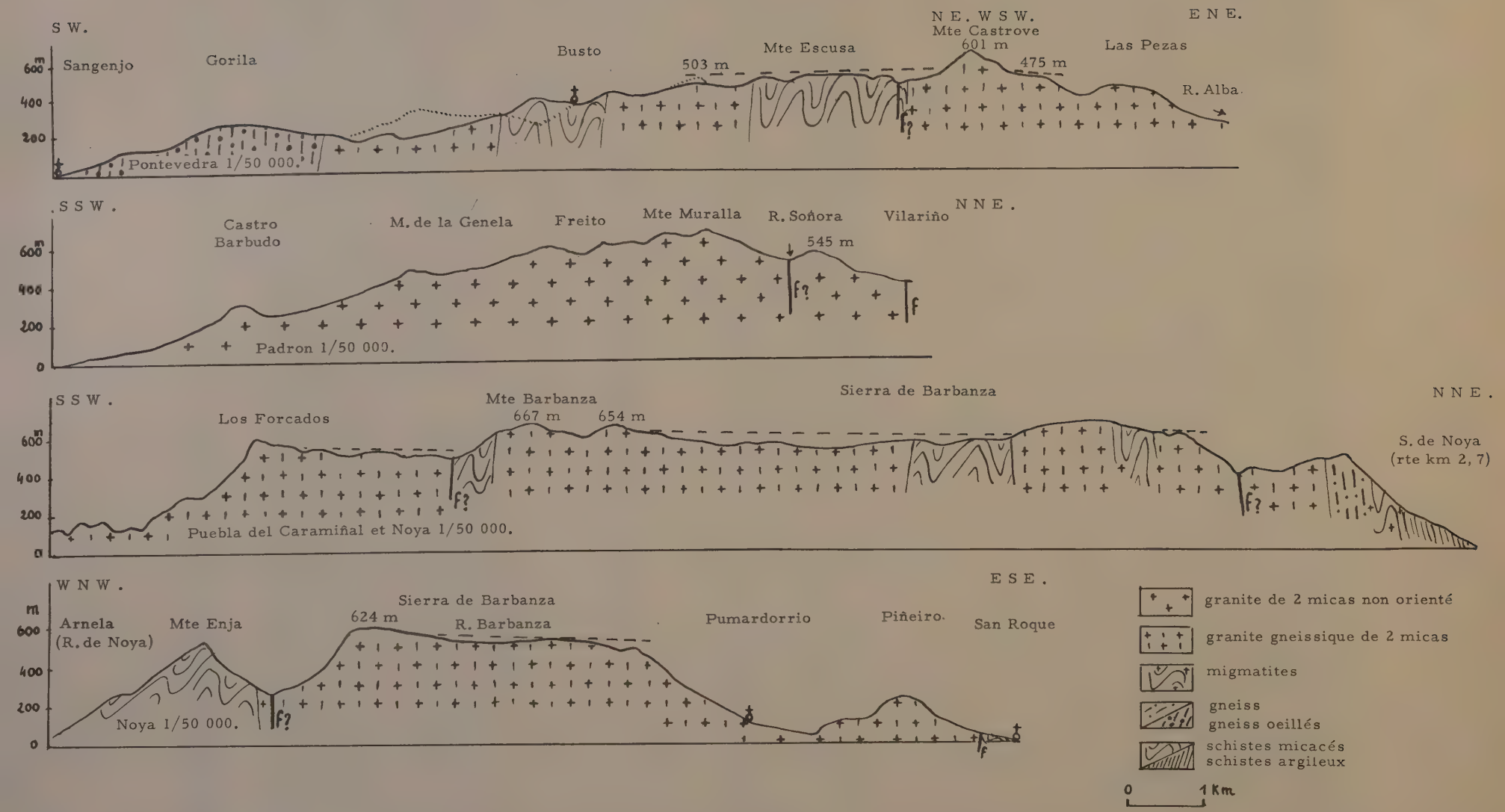

S W.
Sangenjo
Gorila
Busto
503 m
Mte Escusa
N E. W S W.
Mte Castrove
601 m
475 m
Las Pezas
E N E.
R. Alba
600
400
200
Pontevedra 1/50 000.
. S S W .
Castro
Barbudo
M. de la Genela
Freito
Mte Muralla
R. Soñora
545 m
Vilariño
N N E .
Padron 1/50 000.
S S W .
Los Forcados
Mte Barbanza
667 m
654 m
Sierra de Barbanza
N N E .
S. de Noya
(rte km 2, 7)
Puebla del Caramiñal et Noya 1/50 000.
W N W .
Arnela
(R. de Noya)
Mte Enja
Sierra de Barbanza
624 m
R. Barbanza
Pumardorrio
Piñeiro.
E S E .
San Roque
Noya 1/50 000.
granite de 2 micas non orienté
granite gneissique de 2 micas
migmatites
gneiss
gneiss oeillés
schistes micacés
schistes argileux
0
1 Km

FIG. 53

un simple niveau d'interfluve subégalisé par recoupement des versants. Les sommets du Castrove, avec leurs altitudes de 600 m, font figure de chicots résiduels sur l'aplanissement. Si leur présence coïncide avec le passage des micaschistes au granite gneissique, il ne s'agit pas pourtant d'« Inselberge » ou de « monadnocks » de résistance, car ils se trouvent flanqués au NE d'un palier à 475 m - 450 m en même roche.

En direction du Sud-Ouest, comme sur le flanc occidental des plateaux de 500 m, on observe le développement d'un autre élément plane aux cotes de 400-380 m, séparé du précédent par un talus à pente de 8-9°. Il constitue, sur 2 km le long d'une échine parallèle au plateau principal (Fontefria, Mte San Mamed) ou dans son prolongement, un interfluve étiré, lourd, et incliné de 405 à 350 m. La même alternance de schistes et de gneiss s'y retrouve, disposée en bandes N-S, ce qui pose le problème de l'individualisation de ces seconds éléments topographiques. La réponse est apportée par la tectonique, très vraisemblablement.

L'examen des talus qui limitent les deux étages de plateaux conduit à *les définir comme des horsts*. Le rebord oriental du Castrove se suit, rectiligne et puissant, sur une dizaine de kilomètres. D'abord riverain de la ria, il s'inscrit à l'intérieur des terres en isolant le Mte Celo. Entre eux, s'ouvre un « golfe d'érosion » qui laisse encore au col entre le versant « pontevedrès » et celui du sillon méridien une dénivellation de 500 m. La pente est de 14° au pied du Mte Redondo, comme à celui de l'Escusa ou du Castrove lui-même, avec par endroits des inclinaisons approchant 20°. Une telle rigidité évoque un abrupt de faille (1). *Cet accident peut être prouvé et localisé.* Dans la tranchée du chemin qui, au dessus du monastère de Poyo, conduit à Aris et Mariña, nous avons observé la trituration des roches, où des bancs gneissiques et des filonnets de quartz ont été interrompus et décrochés (kilomètre 2). Et à proximité de Mariñas, une mylonite puissante avec brèche de quartz a été remarquée à la faveur d'un chemin creux, avec 100 m de puissance. Son orientation est exactement celle du versant rectiligne du Castrove. L'accident vient se greffer sans doute vers Devesa sur la cassure Nord-Sud dans son tronçon Caldas-Pontevedra.

Le rebord tourné vers le NW est lui aussi rectiligne et parallèle au précédent. Là, l'accident bordier n'a pu être repéré; et, facteur introduisant le doute, on rencontre selon le même tracé, à un kilomètre en avant de ce talus, la limite du granite discordant du batholite de Caldas. Toutefois, un recul aussi important du pied du versant paraît peu probable, d'autant que celui-ci garde une pente générale de 11-12°. Par ailleurs, un système de vallées de fractures de direction opposée, orienté selon une direction SW-NE se place dans l'alignement du rebord, juste à son pied (rios de Chanca et Armentera). Si l'on prolonge cet accident vers le NE, en passant par Silva et Penente, on constate que le talus enregistre là précisément une rupture de pente très nette, entre 220 et 120 m d'altitude. Il y a donc lieu de supposer que le rebord NW du Castrove dérive aussi d'une fracture, et qu'ainsi c'est effectivement un horst.

Le même sillon de fracture des rios Chanca et Armentera isole le compartiment des Mtes Fontefria et San Mamed. Le col entre les deux rios qui le rattache au bloc du Castrove ne représente qu'une dénivellation de moins de 50 m par rapport aux cotes de 400 m. On voit celles-ci mordre légèrement sur le flanc du Mte Redondo. Aussi, du moins à cet endroit, la cassure ne paraît pas avoir rejoué après le développement d'un aplanissement à cette altitude. Cela revient à admettre qu'au moment où l'ensemble du promontoire entre les rias de Pontevedra et d'Arosa fut soulevé, il comportait deux niveaux distincts, et que le mouvement de surrection qui leur donna leur position dominante a élevé ensemble les compartiments du Castrove comme du Fontefria-San Mamed. S'il s'agit des aplanissements tertiaires, le Miocène semble devoir être l'époque de ce soulèvement. Il résulte de cet épisode un basculement général vers le SW et vers le NW (pente de 3° en moyenne). Cela expliquerait assez clairement la répartition des formes de relief qui entaillent les versants. Là où les talus furent plus massifs et plus raides, la dégradation des terrains resta plus réduite. Seuls des ravins creusèrent des encoches selon la plus grande pente, comme au-dessus de Poyo ou sur le rebord oriental. Encore ce burinage ne dut-il être qu'épisodique, car les talwegs élémentaires ainsi créés ne sont pas avivés de nos

(1) Cette opinion a été formulée par W. Carlé (89); E. Torre Enciso (492) entre autres.

jours (1). Par contre, lorsque les talus furent moins imposants, leur festonnement se fit plus ample. S'ouvrirent alors des « golfes d'érosion » dont l'examen de détail sera effectué plus loin par suite de leurs répercussions sur le littoral (v. V[e] partie, Chapitre I, § C et D). Ils se présentent souvent à l'amont ouverts à la manière de vallées de fracture. Tel est le cas pour le vallon supérieur du rio Chanca près de Simes, ou pour le sillon du rio de los Molinos, débouchant sur la plage de Samieira. Sur le versant Nord, la même origine paraît probable pour quelques entailles rectilignes à tracé un peu oblique (et non perpendiculaire) par rapport à la direction générale du talus (2). Une fois atteintes les régions moins élevées, l'érosion a ouvert davantage ces couloirs. Il n'est pas rare de les voir alors changer de direction d'ensemble, répondant alors, comme on le verra, à des sollicitations d'ordre lithologique.

Ainsi, sur le modelé du haut des talus, les roches ne semblent pas avoir eu plus d'incidence que sur les sommets, à la différence des parties basses. Nous allons retrouver la même place prépondérante de la tectonique dans le domaine des hautes terres séparant les rias de Arosa et de Noya.

3) Les « touches de piano » entre les rios Ulla et Tambre inférieurs

La masse du Mte Xiabre, au Sud de l'embouchure du rio Ulla, mordue de toutes parts et isolée de tous côtés, n'offre pas d'intérêt dans l'étude entreprise ici des niveaux d'aplanissement à l'W de la grande dépression méridienne. Aussi nous réservons-nous de l'examiner lorsque devra être présenté l'environnement de la ria de Arosa. Au Nord de celle-ci, par contre, s'étend un vaste domaine, large de 17-20 km où nous retrouvons les reliefs aplanis, en une disposition quelque peu déroutante.

Dans les paysages, s'opposent entre eux soit des éléments de plateaux d'allure « sénile » à peine dégradés, soit des blocs à sommets plans, rappelant le horst basculé du Castrove, ailleurs des reliefs de moindre envergure mais plus âpres et dentelés. Leur ordonnance est elle aussi très variable. Parfois les contours sont globuleux, parfois au contraire ils s'alignent selon des directions préférentielles. Encore celles-ci sont-elles diverses : N-S, ou SW-NE par exemple. Quant aux altitudes, elles renforcent la complexité générale, puisque en certains endroits, les horizons plans sont portés à 600-560 m, en d'autres ils subsistent autour de 500 m, ailleurs enfin les cotes culminantes restent en deçà de 420 m, voire 360 m.

Le fil directeur nous semble devoir être fourni par le secteur où les plateaux sont le plus étendus et le plus compacts. Il se situe aux abords mêmes du Tambre, où il répond à l'alvéole du rio de Corzan sur l'autre rive du fleuve (v. p. 150) où les aspects en ont déjà été décrits. En partant de ses limites méridionales, il sera plus aisé de dégager l'originalité des autres reliefs et de les définir par rapport à lui.

L'ensemble de la *surface de Costoira* représente un bastion de la pédiplaine principale étendu sur 5,5 km d'Ouest en Est, et flanquée de l'épaulement classique vers 400 m. Comme c'est aussi un château d'eau, les éléments d'aplanissement sont tronçonnés et discontinus. Toutefois ils restent bien reconnaissables; ainsi de part et d'autre du rio de San Justo ou des rios de Moares et de Manle. Mais on y discerne également une inclinaison générale vers le Sud. Le niveau culminant reste d'abord vers 530-510 m, accompagné d'un palier de 420-440 m assez près du Tambre. Au fur et à mesure que l'on se rapproche du rio Soñora et de ses affluents,

(1) Nous avons pu observer par contre dans un de ces ravins vers Campaño de Arriba, une oblitération par un fort apport de solifluxion, sous la forme d'une coulée étalée, à profil convexe, dont l'extension fut stoppée à quelques centaines de mètres du talus. Un rio aujourd'hui réentaille faiblement ces matériaux bien fixés par la végétation. De toute évidence, ce burinage n'est pas actuel, et remonte à l'une des dernières périodes froides (Riss ou Wurm).

(2) Rios de Armentera, de San Martin.

les reliefs dominants n'atteignent que difficilement 500 m - 490 m, et en tout état de cause de façon sporadique. De même, en contrebas, le niveau inférieur se tient entre 415 et 380 m (Mte Fraga, Mte Andra). Le système du rio Soñora, largement inscrit dans la partie méridionale de ces plateaux déjà plus bas, a contribué à le dégrader davantage et à y provoquer le développement d'un alvéole (les interfluves s'abaissent à 340-350 m). Celui-ci, au Sud du Soñora, vient buter sur une série de saillants allongés qui le dominent par des talus d'une centaine de mètres de commandement. Leur tracé rigide, rectiligne, la disposition des réseaux hydrographiques « en vilebrequin » avec prédominance de direction SSW-NNE, laissent peu de doutes sur la nature des limites, et sur celle des saillants. La preuve en est apportée par le fait que les affleurements géologiques se disposent en larges bandes NNW-SSE.

Il existe cependant un endroit à l'Est où la topographie n'offre pas de solution de continuité entre le plateau de Costoira et les reliefs alignés. C'est dans la zone des têtes de sources du rio Manle. On y voit le niveau de 440 m progressivement abaissé vers Salgueiros (col) à 370 m, se maintenir au Sud du rio où l'on retrouve les cotes de 430-440 m. Il forme un épaulement sur le flanc nord-occidental du Mte de Pedregal, dominé par quelques tors de 40 à 50 m de hauteur relative. Or, la masse principale de ce relief est constituée par une lourde ligne de crêtes se maintenant autour de 540-480 m inclinée du Sud vers le Nord, sur laquelle le Pedregal dresse son sommet trapu (610 m). De même, du côté de l'W, les altitudes de 400-380 m se retrouvent au S du rio Soñora sur les Mtes de Pedrantoas (près de Lousame) où elles viennent s'adosser à la crête des Mtes de Siñora (530-500 m). Cette disposition suggère que la tectonique, en morcelant les pays situés au Sud du bassin du Soñora, n'a qu'assez peu déformé les surfaces oligocènes.

Pourtant, un relèvement s'accuse et le substratum devient plus fortement cassé en compartiments d'orientation parallèle dans ce qui forme le rebord méridional. L'ensemble de ces reliefs constitue ce qu'on pourrait appeler *le massif du Muralla,* du nom du point culminant (674 m), *v. fig. 53.* L'alignement majeur qui supporte le sommet représente une échine où les cotes de 600 m et plus subsistent de façon continue sur 2,500 km tandis qu'à ses extrémités des croupes n'ont qu'environ 500 m (480 m au SW, 540-550 m au NE). Le profil d'ensemble est à double pente, dissymétrique, le pan le plus long et en pente plus douce étant incliné vers le Sud. Avec MM. Birot et Solé, nous pensons trouver là un fragment de la surface principale, dominé par un lourd relief résiduel (1) et basculé vers le Sud entre deux failles remarquablement soulignées par des vallées rectilignes et de cours opposé. A l'Ouest, selon un axe SW-NE, coulent une branche du Soñora supérieur, et en sens inverse le rio Beluso; à l'E, parallèlement, le rio de Treito et une branche du rio Té. La limite septentrionale, elle aussi rectiligne, leur est perpendiculaire; elle est soulignée par un autre tronçon du rio de Treito. Le relief culminant s'arrêtant de même sur un second accident SE-NW, il est possible que déjà la tectonique l'ait mis en valeur avant le développement de l'aplanissement. Le soulèvement ultérieur n'aurait alors pas fait rejouer ce premier accident, mais en aurait réalisé ou retrouvé un autre plus septentrional.

Deux autres alignements de reliefs flanquent le Massif du Muralla. A l'E, les Mtes de Pedregal et Lomba de Pozas se présentent également comme un plan incliné, mais avec un abrupt massif au Sud (dénivellation de 400 m sur le rio Té) et des altitudes décroissantes de 560 à 460 m en 4,5 km, soit 2°. Le niveau sommital doit être vraisemblablement un fragment de la surface principale, accompagné, dès qu'il n'est plus accolé au Muralla, par l'épaulement à 430 m cité plus haut. De Devesa à Chisea une fracture particulièrement imposante l'a séparé de quelques éléments topographiquement moins élevés et moins continus à l'Est : Carboeiro (301 m), Merouzas (306 m), Caldebarias (306 m), Meismadala (260 m). Au col entre les deux rios qui l'exploitent, la dénivellation a plus de 300 m de commandement. A l'Ouest du Muralla enfin, un drenier alignement de 3 km de long se maintient à 530-480 m flanqué du niveau à 400 m de l'Agro da Peña; il semble limité par une autre fracture probable. Les reliefs que nous venons d'étudier sont de toute évidence des horsts puisque la trame des roches cristallines est orientée dans le sens NNW-SSE, alors que les compartiments se disposent du SW au NE. Leur inclinaison variable réalise tout à fait la structure dite en « touches de piano ».

(1) P. Birot et L. Solé (57) p. 50.

Celle-ci se poursuit, en direction du Nord, bien traduite par l'hydrographie. Le quadrillage des unités de relief résulte de l'intersection de deux cassures orthogonales. La faille de Devesa-Chisea débouche à Rois sur une vaste dépression dominée au N par les *Mtes de Oleron* et leurs contreforts. Ceux-ci s'interrompent précisément dans le prolongement de cet accident. S'y greffe une autre fracture, cette fois NW-SE, où s'est logé le rio de Linares. Elle s'étend du hameau de Linares même à Padron en passant par Rois; et à son tour, elle limite les Mtes de Pedregal et leurs contreforts (Mtes Meismadela). Toutefois les Montes de Oleron gardent une orientation distincte, méridienne. Leur talus dont la raideur est remarquable avec ses 20° de pente, ses 300 m de dénivellation semble lié à un accident qui s'inscrit nettement sur 4 km au N de Linares. D'autres fractures N-S servent de limites aux volumes montagneux voisins notamment au long des contreforts orientaux des Mtes de Oleron. Cela ne surprend pas car nous sommes alors très près de la grande dépression méridienne qui en tire peut-être une partie de son origine.

Les Montes de Oleron dérivent sans doute comme les blocs du Muralla, des surfaces oligocènes. Mais leur profil de croupes lourdes ne permet plus d'individualiser sans arbitraire les niveaux habituels; on y rencontre les aspects classiques des versants du granite orienté, sans tors importants fortement dénudés.

Au contraire, le paysage prend une physionomie plus âpre dans quelques reliefs isolés. Les plus caractéristiques à cet égard sont les *Mtes Castelo* et *San Mamed,* répartis symétriquement par rapport au rio de Confurco. Celui-ci emprunte encore une cassure Nord-Sud allant de la ria de Arosa (Puente Beluso) en direction de la ria de Noya (rio Pesqueiras). La topographie des versants, raides (25-30°), est celle de chaos de boules dégagées à partir de systèmes de diaclases à espacement variable (1-4 m). Le ruissellement y déblaie des rigoles au fur et à mesure de l'altération le long des fissures. De petites cuvettes s'ouvrent à l'intersection des diaclases subverticales et de plans subhorizontaux. Ces formes sont réalisées dans un granite leucocrate non orienté, grossier à deux micas. Le dégagement des boules paraît résulter d'une phase de dénudation quaternaire; le rio de Confurco s'encaisse dans un matériel de bas de pente abondant et hétérogène, sur plusieurs mètres. Ce type de paysage est directement en relation avec les données de la structure : ses contours se calquent exactement sur un affleurement circulaire qui englobe les deux massifs coupés par la fracture, et la faible dimension des reliefs correspondants ne permet pas de les rattacher directement aux unités précédentes.

Un problème commun à ces différents secteurs, ou plutôt à leurs marges, est celui que pose la *présence de certains paliers nettement dessinés.* Des Mtes de Oleron, on atteint la dépression méridienne après un épaulement à 313 m (Rubial). De même, à l'Est de la fracture de Devesa-Chisea les reliefs avoisinant la ria de Arosa se maintiennent de façon assez constante vers 260-250 m ou 300-260 m. Au Sud du Muralla, à Cerqueiras, Ourille, Pastoriza, les mêmes cotes de 310-280 m se retrouvent. Le substratum partout granitique est de peu de secours pour leur interprétation. Compte tenu du contexte structural très faillé, on peut tout aussi bien considérer ces buttes massives comme dérivant d'éléments de surfaces moins soulevés, que comme résultant d'un épicycle ultérieur (qui serait notre niveau miocène, tortonien). Ce dernier existe, comme on l'a vu, mais vers 200 m seulement à l'Est de la dépression méridienne au Sud de Santiago. Plutôt que de supposer après le Tortonien un jeu différent des compartiments de part et d'autre de la fracture (hypothèse que rien ne peut étayer), nous nous rangeons à l'idée que ce sont là des fragments de l'aplanissement fondamental qui n'ont pas été aussi considérablement relevés que leurs voisins.

C. — LA SIERRA DE BARBANZA

Il nous reste à examiner les aspects morphologiques de la puissante masse qui sépare la ria de Noya de la partie aval de la ria de Arosa : longue de 25 km, large de plus de 10 km et portée à plus de 600 m d'altitude elle ne peut en effet que s'imposer par sa continuité et sa lourdeur, de quelque côté qu'on l'aborde.

La netteté des contours est le premier trait général remarquable. La silhouette de la Barbanza est surtout impressionnante vue de la ria de Arosa; sur son flanc SE en effet, elle tombe par un talus raide (17-22° constamment) et de plus de 220 m de commandement — parfois 440 m — rectiligne sur une distance de 15 ou 16 km selon une direction SW-NE. Des ravinements nombreux et puissants, bien creusés, strient ce rebord; mais seul un grand rentrant peut être noté, œuvre du rio de Barbanza qui a fait reculer le talus de 1,5 km. La dénivellation est partout d'un seul jet sauf vers Lampon, ou existe un épaulement vers 220 m d'altitude, étendu sur 1,4 km. Vu de la ria de Noya, le talus apparaît plus lobé, et on note une morsure plus forte des ravins. Sa continuité dans la direction SW-NE est moindre (7 km de Noya au Mte Enja); on observe à partir du Mte Enja un changement d'orientation du rebord principal, qui passe à un tracé N-S. Il reste bien net et puissant, et lorsqu'aucun relief ne s'interpose entre lui et le domaine côtier, il peut atteindre 400-600 m de hauteur. Mais l'originalité de ce tronçon occidental est dans la présence d'un relief bien détaché (col à 270 m en contrebas du sommet) et continu sur 5 km, lui aussi grossièrement méridien.

C'est aux extrémités SW et NE que les contours perdent leur raideur; près de Noya, deux éperons triangulaires terminent la Barbanza, inclinés de 7-8°; l'un va ainsi jusqu'à la mer, tandis que l'autre, en pente régulière jusqu'à 260 m, se renfle et supporte une verrue culminant à 360 m à moins de 2 km des rivages. Au SW, l'abrupt, largement buriné par un vaste amphithéâtre d'érosion, n'offre plus qu'une pente moyenne de 11°. Encore est-il devancé par des reliefs plus bas, assez plans et étalés vers 220-180 m; l'un s'étend dans le prolongement du talus oriental, sur 3 km; l'autre un peu moins allongé (1,5 km) s'arrête sur une ligne NW-SE de Juno à Molinos.

Malgré sa puissance, la Sierra de Barbanza ne va pratiquement jamais constituer le trait de côte. Aussi bien sur le versant de la ria de Arosa que sur celle de Noya, il y a un domaine de pente très atténuée, des environs de 100 m à la mer, large de 1,5 à 3 km. Ainsi, il y a peu de doute que, quelque soit son origine, cette masse montagneuse ait été individualisée depuis longtemps. *La morphologie de la Barbanza est celle d'un plateau* légèrement ondulé, par place un peu incliné. Au NE le point culminant (Mte Troite 685 m) domine par une pente de 20° la ria de Noya; il forme par contre un plan incliné de 5° vers l'ESE. Il se raccorde alors à un « Llano » situé vers 580 m, subhorizontal, sur lequel il fait figure d'Inselberg ou de monadnock. Les « Llanos » se poursuivent à peine dégradés par l'amorce de vallons évasés et sans profondeur, jusqu'aux abords de l'Outeiro Chestoso (624 m). Là on a l'impression d'un léger basculement, dans le profil d'ensemble, toujours vers l'ESE. Plus au Sud, la topographie s'accidente. A l'W, une échine continue atteint des cotes comprises entre 631 et 667 m (Mte Barbanza) tandis qu'une vallée prend progressivement de la profondeur. Les versants en V très ouvert passent de pentes de 5-6° à 10 puis 15° d'inclinaison, déprimant alors les altitudes de 80 m environ (rio Barbanza). Sa topographie de détail n'offre pas du tout l'aspect de « Brañas » malgré toponymie, car la roche est en effet toujours proche de la surface ou troue la lande, parsème le terrain de blocs mal équarris répartis sans ordre apparent. Les reliefs culminants ont quant à eux l'allure de tors de granite à grain fin, débité en dalles et en blocs sur lesquels s'esquissent de petites cuvettes. Dans le détail, certains prennent l'aspect de monoclinaux, en fonction du

dégagement des dalles. Leur saillie est plus accusée encore si on les observe venant du Sud. Là les éléments planes se maintiennent vers 530-500 m, donc un peu plus bas que dans la haute vallée du rio Barbanza. Ils sont aussi tronçonnés par des vallons de direction opposée (axe SW-SE) et dominés par la lourde croupe de Los Forcados (autour de 600 m) alors qu'ils s'abaissent vers le SSE.

Au total, il apparaît évident que la Sierra de Barbanza présente l'aspect de « péné-plaine », comme l'a déjà dit J. Casas Torres (1). Sur celle-ci nous retenons l'existence de « monodnocks » ou Inselberge, étalés mais peu élevés. Ces traits se trouvent confirmés dès que l'on confronte topographie et géologie. Les données pétrographiques viennent d'être connues grâce au travail de J. von Raumer (529). De la carte qu'il a établie, ressort une disposition des terrains en bandes NW-SE. Alternent essentiellement les granites gneissiques (deux micas) et les schistes micacés (à pourcentage très variable de quartz). Il s'y ajoute vers le NE, des affleurements plus étroits de gneiss glandulaires feldspathiques, des gneiss à biotite, des migmatites. Au SW, une zone de granite intrusif vient s'accoler aux granites gneissiques ou aux micaschistes, mais cela n'intéresse que la partie marginale de la péninsule, non les plateaux. Ajoutons que les schistes ou les gneiss montrent un pendage fort, tronqué en biseau. *Il n'y a donc aucun doute sur la nature du plateau; c'est une surface d'érosion.* Les roches des reliefs résiduels ne paraissent pas différentes de celles des parties aplanies (2).

Cette disposition pose le *problème de l'origine des talus bordiers.* Aucun en effet ne coïncide avec l'orientation des affleurements, et les principaux d'entre eux leur sont même perpendiculaires. Nous devrons donc *admettre qu'ils dérivent de fractures.* A ce sujet, il est intéressant de noter que déjà l'architecture ancienne du substratum comportait de nombreuses cassures, où se sont logées pegmatites, aplites et quartz. Or, leur système prend surtout les direction N-S (N 80 à 100°); NE-SW (N 45-60°); et NW-SE. Certaines orientations coïncident avec des accidents aujourd'hui repérables :

— Le vallon de Barbanza (N-S).

— Le sillon profond qui isole le plateau d'érosion principal d'une échine méridienne, à l'Ouest (Mte Enja - Mte Grayal). Celle-ci dérive sans doute aussi d'un aplanissement qui n'a été porté qu'à 400 m, et se trouve dominé à ses deux extrémités par des reliefs résiduels de 543 et 493 m). Le col entre les deux éléments de surface est à 366 m, soit 270 m de dénivellation par rapport à la Sierra; mais l'exploitation de l'accident par l'érosion régressive a entraîné un affouillement jusqu'à 160 m au S (dénivellation de 500 m avec le Mte Barbanza !), et 200 m au N. Des restes de facettes subsistent sur le versant occidental de cette dépression linéaire.

De direction NW-SE, nous avons déjà signalé la coupure isolant los Forcados. Peu perceptible au col entre les rios qui l'exploitent, elle prend vite une profondeur considérable de chaque côté.

— Entre les Llanos situés au pied du Mte Troite et ceux qui bordent le Mte Outeiro Chestoso, on retrouve une disposition analogue de deux vallons opposés (Rio Cans vers la ria de Noya, Barranco de la Devesa sur l'autre versant).

Mais les talus bordiers principaux restent étrangers à ces orientations, puisqu'ils se disposent selon une direction *N 25°-N 30°*. Ils représentent donc sans doute l'effet d'une tectonique postérieure, ayant fait plus que réactiver d'anciennes cassures.

Sur l'âge de ces derniers accidents, comme sur l'âge de l'aplanissement, nous ne savons rien. La position des rebords à plus de 1 km des rivages, l'existence localisée de paliers vers 200 m amène à envisager une époque assez reculée. Si la surface d'érosion est celle de l'Oligocène, une fracturation du début du Miocène aurait largement eu le temps de faire reculer parallèlement à eux-mêmes les abrupts de faille. Les épaulements à 200 m, assimilés par analogie d'altitude à ceux que nous estimons tortoniens indiqueraient que le mouvement de surrection du bloc de la Barbanza a connu un ralentissement momentané. Ils se sont développés, l'un pour moitié en granite intrusif altéré et pour l'autre moitié dans les schistes micacés, un autre en partie sur

(1) J. Casas-Torres (95) p. 553.

(2) Tout au plus nous avons noté un grain plus fin pour les granites des sommets du Campo Raposo (654 m) et du Mte Barbanza (667 m).

ces mêmes schistes et en partie sur des gneiss. Autrement dit, leur réalisation en roche pas trop résistante est manifeste, et peut expliquer leur présence seulement épisodique.

Au terme de l'examen des pays élevés les plus occidentaux et des promontoires entre les rias, l'existence d'aplanissements s'impose. La lithologie se dispose perpendiculairement aux profondes rias comme aux talus des plateaux d'érosion. Ainsi est-il certain que toute la Galice sud-occidentale doit sa composition au morcellement de niveaux d'érosion par la tectonique.

Il est néanmoins évident que les surfaces culminantes ne sont pas d'élaboration récente. En l'absence de témoins pouvant étayer leur datation, nous ne pouvons que supposer leur appartenance aux aplanissements éo-oligocènes. Tantôt les plateaux ne comporteraient qu'un seul niveau (Barbanza) tantôt au contraire l'emboîtement classique de deux surfaces se retrouverait comme en bien d'autres lieux (ex. : La Grova). Presque partout y subsistent des Inselberge (Galiñeiro, Castrove, Muralla, Forcados), les uns dus au moins en partie à la lithologie, d'autres essentiellement respectés à cause de leur position (Sierra de la Barbanza, Grova). Ces données n'infirment en rien, au contraire, l'assimilation avec la surface fondamentale, qui là où elle est datable, présente les mêmes traits. Comme cela est normal, la perfection des plateaux est moins nette en ces secteurs si proches des niveaux de base. Les conditions de leur défoncement dans les zones encore peu touchées par l'érosion régressive ont été celles de l'altération chimique surtout, là comme ailleurs. Rien n'empêche de penser qu'il s'agit de la phase miocène. Ce qui, en tous cas, tend à établir que les surfaces sont pré-miocènes, c'est d'une part leur coupure par le sillon méridien dont on est sûr qu'il existait au Miocène, d'autre part l'existence en plusieurs endroits marginaux de l'épicycle porté à 200 m d'altitude (Tortonien).

La conséquence logique est que le littoral des *rias bajas* doit ses traits généraux à une fragmentation déjà ancienne du socle; les côtes, quoique façonnées dans le détail durant le Quaternaire, sont un héritage du Tertiaire.

CINQUIÈME PARTIE

LES SECTEURS CÔTIERS ET LE LITTORAL DE GALICE OCCIDENTALE

« El mar que duerme en las tranquilas rias buscando acaso olvido a sus tormentas, se consume de sed del agua dulce que de las cimas llega, y mira al Ulla, al Lerez y en las fuentes que el bosque esconde sueña... ».

(Miguel de Unamuño) (1).

Il peut paraître artificiel de considérer ensemble les aspects du littoral et des pays directement avoisinants, tant les paysages varient.

Le renom touristique des « Rias Bajas » est maintenant solidement établi : l'état du réseau routier, le nombre de véhicules étrangers en font foi ! C'est généralement à regret que le voyageur quitte ces baies profondes, aux rivages ensoleillés sous le ciel de l'été. « Dan las rias bajas la impresion de lagos sembrados de islas; una faja de tierra cubre par todas partes el horizonte de estos tranquilos remansos del oceano » dit encore M. de Unamuño, frappé par le calme de leurs eaux (2).

Mais à côté des « lacs tranquilles », l'océan vient heurter de front les solides promontoires que forment les masses montagneuses encadrantes. Et le Sud de la côte galicienne est attachant surtout par ce contraste.

Au fur et à mesure que l'on s'approche des « Finistères » de Galice centre-occidentale, l'ambiance devient plus brumeuse, plus venteuse; la mer déferle sur les innombrables caps qui indentent la côte; l'on oublie les quelques plages qui pourtant tendent des arcs harmonieux de sable fin, tant on s'arrache difficilement au spectacle de la houle attaquant sans relâche, quoique sans succès, le roc des écueils et des falaises. Du Cap Finisterre au Cap de Touriñan, de Mugia à Camariñas, de Camelle à Lage, c'est le caractère sauvage d'une côte rude qui l'emporte.

L'arrière-pays est peut-être d'ailleurs aussi responsable, par ses traits ingrats, de l'intérêt que l'on porte alors au littoral. C'est également parce que l'âpreté des paysages de l'intérieur disparaît que la côte reliant Lage à la Corogne paraît perdre de son charme. Pourtant elle est loin d'être inintéressante pour le morphologue.

Avec la digitation complexe des rias centrales faisant pénétrer de vastes plans d'eau au cœur des Mariñas dominées par le front imposant des plateaux, nous rencontrons enfin un autre domaine plus favorable aux criques et aux plages qu'aux falaises abruptes, même si, au N du Ferrol, la côte est à nouveau fortement exposée.

Pourtant, au long du domaine littoral si sommairement présenté, se dégagent plusieurs traits d'unité. Les hautes falaises sont rares; le granite ou le gneiss sont presque les seules roches mises en contact avec l'océan. Les accumulations sableuses, malgré leur envergure, ne sont jamais prédominantes. Enfin, les données structurales ne se modifient que très progressivement. C'est pourquoi nous avons voulu ne pas rompre ces liens, et présenter les multiples nuances rencontrées dans une même partie, au risque de lui donner un développement un peu démesuré.

(1) M. de Unamuño (513), p. 256-257. « L'océan qui s'endort dans les rias tranquilles, peut-être cherche-t-il l'oubli de ses tourmentes; il brûle de la soif de goûter l'eau douce qui descend des sommets, et regarde vers l'Ulla, vers le Lerez, et rêve des fontaines que les bois dissimulent ».

(2) *Ibid.*, p. 69 « Les Rias Bajas donnent l'impression de lacs semés d'îles; une langue de terre couvre de toutes parts l'horizon de ces tranquilles hâvres de l'océan ».

CHAPITRE PREMIER

LES RIAS BAJAS

Sous cette appellation, qui désigne à vrai dire les profondes échancrures de Vigo, Pontevedra, Arosa et Noya, nous comprendrons en fait l'ensemble du littoral qui s'étend du Miño à la Sierra de Barbanza. La ria de Noya n'a qu'une ressemblance superficielle avec ses sœurs plus méridionales; le contexe morphologique dans lequel elle s'inscrit est davantage proche de celui qui concerne les rias plus petites de Corcubion, ou de Camariñas, plus au Nord. La ria de Arosa, qui par contre n'offre pas le caractère de rentrant assez régulièrement allongé par suite de conditions lithologiques particulières, est solidaire des Rias Bajas par bien des traits morphologiques. Pour des raisons du même ordre, il n'est pas possible de dissocier la côte qui va de l'embouchure du Miño à Bayona du domaine des grandes rias méridionales. C'est d'ailleurs par ce tronçon qu'il faut commencer notre analyse, afin de poser plus efficacement les problèmes du littoral.

A. — LA COTE FAILLÉE DU SUD

Pour qui vient de Porto par la côte, l'embouchure du Miño ne fait qu'interrompre un court instant les paysages du littoral portugais. Il suffit d'ailleurs d'embrasser le panorama remarquable offert par le belvédère de la Sta Tecla, sur la rive N du fleuve, pour être convaincu de l'unité de la région « galaïco-minhote ». En territoire portugais, les plateaux lourds et planes de la Serra de Sta Luzia (480-550 m) et de l'Espiga (413 m) viennent tomber de part et d'autre d'Ancora sur un étroit et bas palier, par des pentes de 20°. La dénivellation, aux abords mêmes de la côte, est de 320-200 m. Mais autant que par son importance, elle frappe par son alignement grossièrement méridien. Au Nord du Mte Sta Tecla, ce sont la Sierra de la Valga, puis le Massif de la Grova, qui dominent de leurs 550-480 m une banquette littorale ou « rasa » encore plus étriquée. La pente reste aussi forte (26-30° près de La Guardia, 22° près du Mte Facho) et le talus demeure dans l'axe de l'abrupt portugais. Il n'est guère douteux que le tracé rectiligne du rebord montagneux dérive d'une cassure. On doit en effet le mettre en parallèle avec l'accident méridien qui a affecté comme on l'a vu (chap. I B de la IV[e] partie) les plateaux galiciens de Razo à Tuy et qui se poursuit au Portugal.

En outre, aucun fait lithologique ne pourrait rendre compte de la disposition rencontrée, la banquette littorale et les massifs bordiers étant constitués des mêmes roches granitiques ou gneissiques. La genèse des formes associées ici exige qu'on leur consacre une analyse minutieuse.

1. Si l'on recherche l'***origine de l'abrupt montagneux***, l'on se heurte à une première difficulté : la cassure initiale ne peut être localisée; en tous cas, nous n'en avons trouvé aucune trace au lieu même d'inflexion de la pente raccordant le talus et la banquette littorale. Et pourtant, il ne

peut s'agir d'une simple falaise morte; il suffit pour s'en convaincre d'envisager le volume qui aurait dû être enlevé !

C'est donc vers le large que l'on peut supposer l'emplacement d'un accident. P. Birot et L. Solé-Sabaris pensent qu'il doit être « suffisamment ancien pour n'avoir laissé aucune trace sur la carte bathymétrique et avoir permis l'aménagement de la banquette » (1). Pour ces auteurs, il s'agit de l'effondrement d'un compartiment aujourd'hui immergé dont ils opposent la régularité (imputée au nivellement et au colmatage) à la morphologie de « blocs et bassins émergés ». E. Scheu avait déjà été frappé par ce contraste, et surtout par la « jeunesse » des vallées qui proviennent du bloc montagneux, opposée à l'ampleur des rias et à celle de la plate-forme continentale : « Des îles Ons et Ciès au Sud du Miño », dit-il, « nous avons affaire à une côte de fracture (Bruchtküste) » ... et « cette ligne de fracture ... est plus vieille que les mouvements de l'écorce auxquelles les formes de relief sont dues » (2).

Il faudrait bien entendu pouvoir localiser la cassure de façon précise pour que puissent être appréciées l'importance des blocs dénivelés, et celle du recul de l'abrupt de faille. Aucun élément suffisant ne se dégage de la lecture des cartes marines, sinon un très léger ressaut, entre 20 et 50 m (3) dans le profil de la plate-forme continentale qui s'étend sur 35 à 40 km jusqu'à la cote — 200 m *(fig. 54)*. Il n'est peut-être pas nécessaire de supposer une forte action égalisatrice de l'Océan, si l'on admet que le mouvement tectonique est relativement ancien. N'oublions pas que l'essentiel des bassins sur le continent est dû à l'évolution des versants dans des conditions d'altération chimique poursuivies pendant tout le Miocène à partir de surfaces d'érosion. Un bloc moins relevé, même fracturé dans le détail, aurait été moins profondément ouvert; il aurait fort bien pu conserver une topographie très adoucie jusqu'au moment de son immersion. Nous signalerons en outre que la vase et le sable ne tapissent les fonds qu'à partir de 60 m au S du parallèle d'Oya, et de 100 m au Nord (v. fig. 81).

Quoiqu'il en soit, le problème essentiel de l'âge de la fracture reste encore peu éclairé par ce qui précède. *La présence de la banquette littorale représente le seul élément attestant, comme on le verra, l'existence de l'abrupt au Quaternaire moyen. Quelques arguments « négatifs » peuvent être cependant versés au dossier.* En premier lieu l'absence d'un épaulement vers 300 m ou 200 m sur le rebord occidental de la Grova ou de la Valga contraste avec son existence en plusieurs points le long de l'accident méridien. Dans l'hypothèse fort vraisemblable que ces fractures soient contemporaines et parallèles, il faudrait admettre un rythme plus continu du soulèvement du côté de l'Atlantique et peut-être prolongé plus longtemps. D'un autre côté, nous avons déjà remarqué la faible efficacité des processus d'érosion du Quaternaire dans le façonnement du relief, en dehors de la réalisation des glacis. Rappelons l'adossement des hautes terrasses du Miño sur les flancs des alvéoles ouverts le long des accidents méridiens. On est donc fondé de rapporter l'important recul de l'abrupt littoral, plus ou moins parallèlement à lui-même, aux processus mio-pliocènes. Aussi, plutôt qu'au « début du Quaternaire » comme le suggèrent P. Birot et L. Solé-Sabaris (4), nous aurions tendance à replacer dans la fin du Tertiaire le moment du développement du « bourrelet côtier de La Guardia » (P. Birot). D'ailleurs, l'existence de déformations tectoniques quaternaires ne peut être établie avec certitude dans cette région côtière, et de toutes façons il ne s'agirait que de mouvements de très médiocre ampleur.

Enfin, on ne saurait dissocier de ce problème celui qui concerne la réalisation des *rias bajas* comme de l'ample vallée du Miño ou de celles de la province minhote-portugaise (Cavado, Limia). *Car, à un mouvement de blocs selon un axe méridien, doit s'ajouter un jeu différentiel de compartiments dans le sens transversal.* C. Teixeira en a fait l'exposé, à partir des observations de nombreux auteurs et des siennes propres (5). Il en ressort qu'un bloc du « Bas-Douro », limité

(1) P. Birot et L. Solé (57), p. 52.
(2) E. Scheu (454), p. 105-106.
(3) Ce trait apparaît assez bien à hauteur du Mte Torroso, du Pico Rio d'Osos, ou de la casa del Ladron; cf. carte marine 921 au 1/41 000 (fig. 39). Cette inflexion se situe à 1,5 km environ du niveau zéro, à 2 km en moyenne de l'abrupt actuel.
(4) P. Birot et L. Solé (57), p. 56 et 59.
(5) C. Teixeira (479), notamment p. 32, p. 36 et 39.

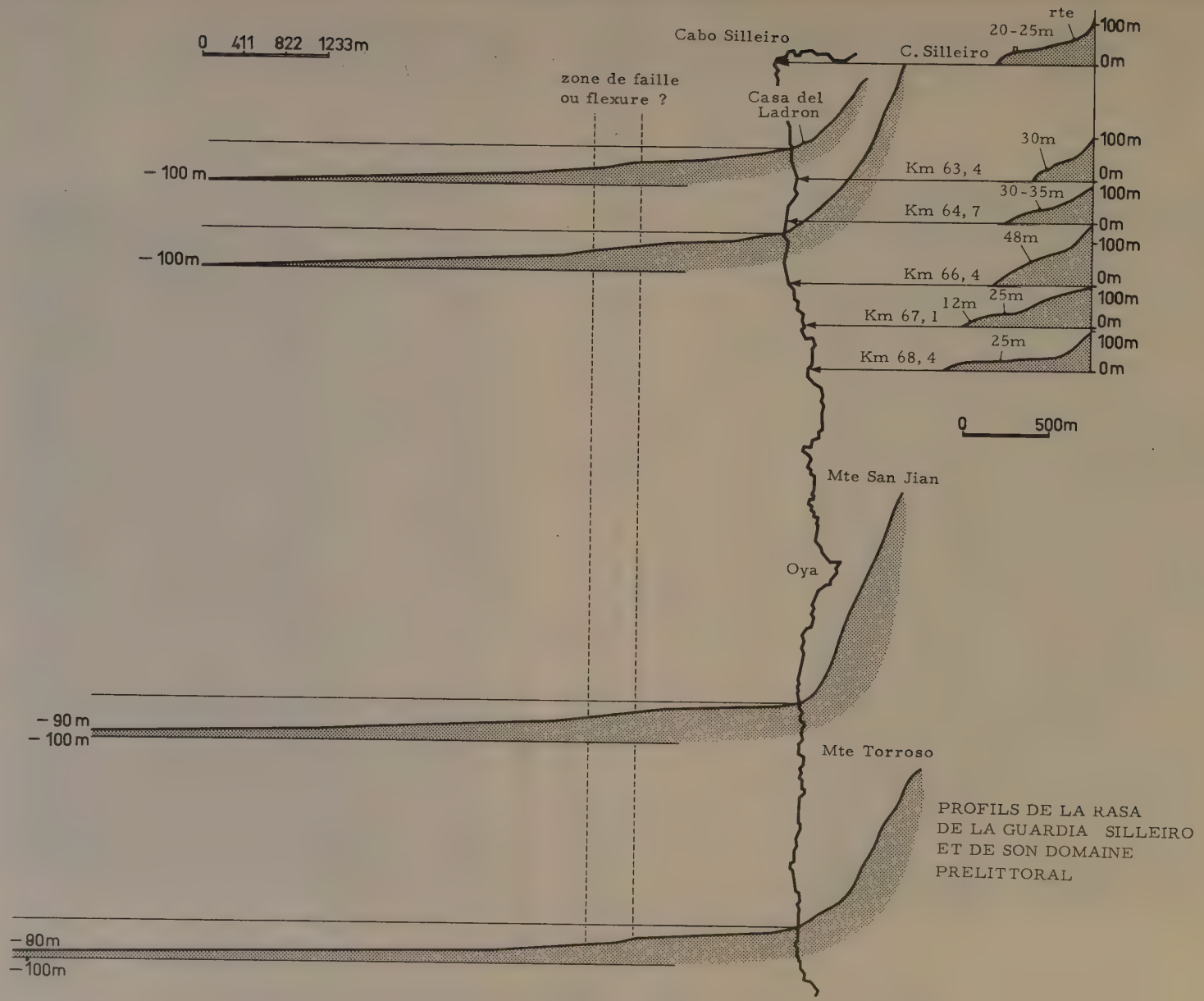


FIG. 54. — Profils de la Rasa de la Guardia à Silleiro et de son domaine prélittoral

par la vallée de fracture du Cavado, se distingue d'un compartiment « minhote » s'arrêtant, au N, sur la vallée du rio Miño lui-même et individualisé d'un bloc « gallegan » (galicien).

P. Birot résume les données de la question en ces termes : « Ainsi, il nous semble difficile d'échapper à l'idée d'un gauchissement abaissant la Galice par rapport au Miño et au bas Douro. Mais encore ici un point paradoxal est que ce mouvement paraît de signe contraire à tous ceux qui l'ont précédé (l'altitude moyenne du bas Douro est inférieure à celle de la Galice) » (1). Le volume montagneux entre la rias de Vigo et le Miño, la côte abrupte de Bayona à La Guardia, sont donc l'expression de *deux sortes de mouvements* interférant l'un sur l'autre. Nous ne sommes malheureusement guère mieux renseigné sur l'époque où se manifesta l'individualisation de ces blocs.

Des recherches portugaises, se déduit une stabilisation du « bloc du bas Douro », attestée par l'existence d'une surface d'abrasion et d'accumulations marines (?) à + 100-150 m, des environs de Porto à Povoa de Varzim, et d'une série étagée de dépôts littoraux correspondant aux positions de l'Atlantique lors des Interglaciaires (2). Cette stabilité remonterait dès lors au Pliocène. Pour le compartiment entre Cavado et Miño comme pour le bloc de Galice, les auteurs portugais pensent à des mouvements villafranchiens, car ils devraient se placer, au N du Cavado, entre une sédimentation continentale argilo-caillouteuse à lignites (rapportée au Pliocène) et les niveaux marins de + 60 m et suivants (3), c'est-à-dire entre le Pliocène et le Sicilien. Les investigations de C. Teixeira en Galice l'ont conduit à envisager pour la masse continentale située entre Miño et ria de Vigo un affaissement plus important, de même époque peut-être, quoique la masse des reliefs soit particulièrement bien conservée et élevée; ses arguments sont :

1) L'absence de dépôts eustatiques plus anciens que le Tyrrhénien I au Nord de La Guardia.

2) La similitude de paysages qu'acquièrerait le bloc minhote avec le domaine des rias si le niveau marin se relevait de quelques dizaines de mètres (4).

Mais il nous paraît artificiel de donner ici au Miño une valeur de limite alors que les paysages sont voisins de part et d'autre de son embouchure et que sa vallée n'offre pas de dissymétrie caractérisée. Ceci nous a conduit à accorder beaucoup d'intérêt à l'étude de la « rasa » littorale dans son développement galicien.

2. ***La banquette littorale et le liseré côtier*** (v. photos planches XV et XVI).

Afin de percevoir les variations d'aspects ou d'altitude de cette rasa, nous nous sommes livré à une prospection systématique du terrain, et à de nombreuses vérifications de cotes à l'aide d'un altimètre compensé. Plusieurs aspects finalement peuvent être caractérisés. Il est tout d'abord *des cas où un véritable palier se dessine,* peu incliné, et nettement perché au-dessus du trait de côte actuel. L'altitude la plus forte (50 m) a été notée au N de La Guardia, dans le col qui sépare le Torroso de la Sta Tecla. (La route de Vigo l'emprunte au kilomètre 86). Le flanc occidental de la Sta Tecla, par contre, montre l'esquisse d'un méplat vers 35-30 m retrouvé au NW de La Guardia (kilomètre 85,3) puis au-delà vers le N au kilomètre 79 de la même route, toujours à la même altitude de 35 m. Il faut ensuite attendre le kilomètre 72,5-73 (hameau de Riña) pour l'observer à nouveau à 30-32 m. Au kilomètre 72, il perd sa netteté et ne représente plus que l'extrémité d'un versant concave perché. Vers Puerto-Canela (kilomètre 70,7), la cote moyenne est de 25 m, comme au kilomètre 68,4. En perdant de l'altitude le palier s'élargit pour atteindre près de 200 m au kilomètre 67,1. Un rétrécissement survient au N de Mougas (5), où une profonde entaille dans la masse montagneuse aide à dégager la saillie brutale du Mte Facho. Dès lors, la « rasa » reprend une altitude de 30-35 m, réduite à 50 m de large au kilomètre 66,5;

(1) P. Birot (45), p. 90.

(2) Cf. C. Teixeira (479), p. 24-25 et 39. *Id.*, (483), p. 33-35; Candido de Medeira (98), p. 22-28; G. Zbyszewski (536), p. 6-8 et (539), p. 66 et seq. V. également O. Ribeiro *et Al.*, (420).

(3) Lignites et sédiments pliocènes (?) de Prado-Barcelos décrits par C. Teixeira (470) p. 27 à 31, et cités dans (420) p. 91; pour les niveaux eustatiques quaternaires, voir C. Teixeira (483) p. 37-38, et G. Zbyszewski (536) 12-13.

(4) V. fig. II de (479) et texte p. 39.

(5) Déjà noté par les auteurs de (237) p. 13.

Coupe dans les dépôts wurmiens de Mougas (kilomètre 67) correspondant au diagramme pollinique de la fig. 55. La ligne de galets qui les surmonte donne une fausse impression de plage ancienne.

Rasa du Cap Silleiro (+ 20 m).
Vue d'ensemble sur son profil. Sur la partie encore atteinte par les paquets de mer, au premier plan, mares où se concentre le sel; noter aussi le rôle des dalles granitiques et des diaclases dans le détail dans la zone littorale actuelle.

elle y est d'ailleurs inclinée de 10° environ. On retrouve la cote 25-30 m sur la rasa au kilomètre 66,5; l'altitude de 30 m est encore observable sur les paliers rencontrés aux kilomètres 64,7 et 63,4, tandis que l'ultime méplat, au cap Silleiro, à 20-25 m, se raccorde à la montagne de la Virgen par une belle concavité au droit de la route (1). Ainsi, c'est à deux reprises que l'on a observé un abaissement (accompagné d'un élargissement) du palier du Sud vers le Nord.

Il n'y a pas de raison de suspecter plusieurs époques pour le façonnement de cette même forme; par contre il est plus admissible d'*envisager une déformation de la « rasa », qui se solderait par une différence d'altitude moyenne réduite (10-15 m) entre La Guardia et le Cap Silleiro.*

L'âge du palier ne peut malheureusement être établi par des dépôts le recouvrant. Seules des accumulations de colluvionnement et de solifluxion ont pu être observées; partout ailleurs la roche est à nu ou presque. Des indices externes aident pourtant à placer dans le temps son édification. Des encoches à 12 m mordent sur son rebord (kilomètres 67,1 et 70) et une plateforme s'inscrit encore en contrebas, vers 5 m d'altitude, d'une façon assez générale. Tantôt rocheuse, tantôt construite, cette dernière est bien développée surtout à hauteur des rentrants de l'abrupt montagneux (2). Le replat de 20-35 m serait donc apparemment à rapporter à l'interglaciaire Mindel-Riss (niveau tyrrhénien I) (3).

En divers autres lieux, l'épaulement rocheux disparaît ou n'existe pas. A sa place, le bas de l'abrupt montagneux passe à des accumulations à aspects de cônes, de profil transversal convexe. Dans le trajet entre Oya et La Guardia, la route en entaille ainsi plus d'une dizaine, offrant des coupes atteignant parfois 4 m de hauteur. Le lien est constant entre les accumulations et les *barrancos* ou ravins qui lacèrent les talus de la Grova ou de la Valga. Pour s'en convaincre, il suffirait de remonter le cours du Rio Coro, près de Sanjian, encaissé aujourd'hui dans les débris. A l'embouchure, l'entaille a 10 m de haut, et la roche en place n'affleure que vers la base. En remontant jusqu'à 80 m d'altitude, les versants montrent toujours 2 à 3 m de matériel détritique fossilisant la roche en place irrégulière. Les blocs, les fragments de roche granitique ou gneissique de toutes tailles, voisinent sans ordre dans une pâte limoneuse. La mer entaille à plusieurs reprises de tels dépôts continentaux comme dans l'Ensenada de Oya ou au pied du Mte Facho (kilomètre 65) (4).

Des coupes plus complexes ont attiré notre attention le long des falaises. Dans les entailles réalisées par les rios qui dévalent de la montagne, et qui recoupent la « rasa » de 20-35 m, nous avons à plusieurs reprises trouvé des sédiments noirâtres, humifères, fossilisés. A Sanjian, au S du Coro, le matériel recouvrant est celui des cônes; mais ce dernier repose sur un mince cordon de galets assez bien usés. S'il s'agit d'un reste de plage ancienne - ? - (+ 1 m), il faudrait considérer la terre noirâtre inférieure comme plus ancienne que les cônes. Près de Senin (kilomètre 69), des galets émoussés encore, et des graviers, séparent le matériel de pente d'un sédiment humifère brun foncé ou noir (0,60 à 1 m d'épaisseur visible). Une autre coupe encore, *au kilomètre 67,* montre ce sédiment riche en matières organiques sur 1,30 m en moyenne, coupé de lits sableux ou graveleux, et surmonté de sable et granules (0,50 m) que recouvre un limon terreux avec passées de graviers (5). Au-dessus, une ligne de galets usés s'interpose entre ce sédiment et le sol récent et actuel (cf. photo 60/3/2, planche XVI).

Une analyse pollinique précise y a été entreprise par M^me^ Van Campo et une de ses collaboratrices. Dans notre coupe, nous avions prélevé des échantillons tous les 5 cm environ; sur eux, M^me^ Van Campo fit faire une étude comparative de diverses méthodes de traitement des sédi-

(1) Une inclinaison avait déjà été signalée par H. Lautensach (266) *passim*, et admise par les auteurs de (237) comme elle avait été reprise par J. Bourcart (62), et G. Teixeira (479). Mais des mesures précises n'avaient pas été entreprises.

(2) Cf. aux kilomètres 64-67,5-68,3, ou dans la crique de Sta M. de Oya, de même qu'en plusieurs points situés entre Oya et le Sta Tecla. C. Teixeira indique que « la plage de 5+8 m est la seule qui puisse être suivie de façon continue » (479) p. 43. Encore ne s'agit-il pas toujours d'une véritable plage.

(3) Ce peut être aussi un niveau plus ancien, plus abaissé qu'en territoire portugais; mais il n'a été trouvé aucun indice d'une telle éventualité.

(4) Cf. (237) photographies et texte p. 10-13.

(5) G. Zbyzewski et C. Teixeira avaient signalé cette coupe, semble-t-il, comme plage ancienne (540) p. 5-6, où ils avaient vu « un dépôt de limon brun raviné par des galets de la plage de 5-8 m ».

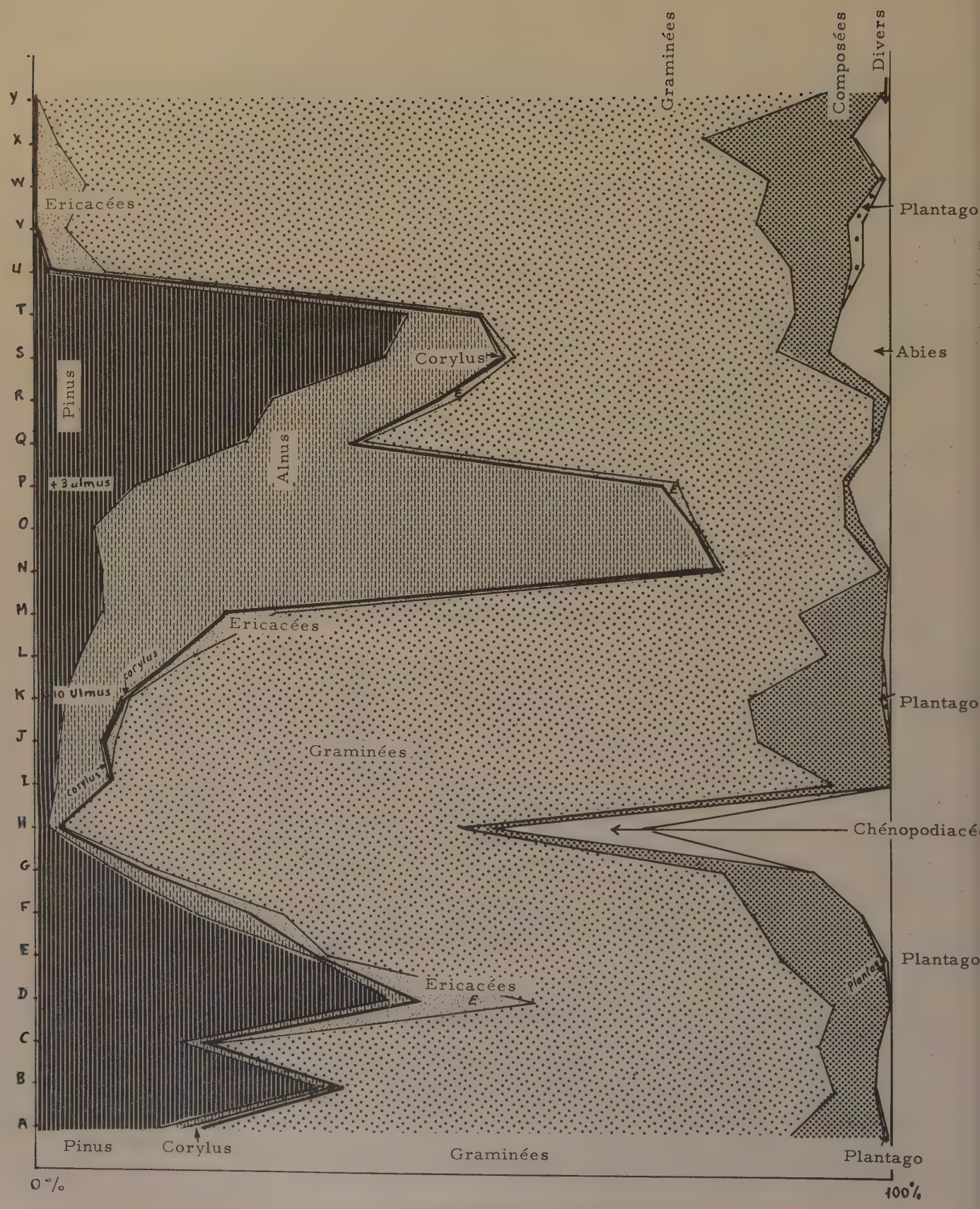


FIG. 55. — Diagramme pollinique de Mougas, km 67

ments; la richesse en pollens de nos échantillons permettait en effet un examen statistique des résultats (17 500 pollens ont été déterminés !) (1). Dans ces conditions, on peut considérer que le diagramme obtenu est l'un des plus précis, à ce jour, dont on dispose pour des dépôts quaternaires espagnols (cf. fig. 55).

Il s'agit d'un sédiment de régression, étant donné sa position dans un vallon au niveau actuel de la mer et sa nature continentale. La base visible à la cote zéro jusqu'à + 55 cm a fourni des spectres où les arbres comptent pour moins de 20 à 30 % des pollens, alors que les graminées en représentent 30 à 60 %. Parmi les arbres, *Pinus* (cf. *Montana*), *Alnus* ont fourni 5-6 % des pollens comptés. Des *Abiès* ont été reconnus à côté d'autres espèces qui rendent l'interprétation de ces niveaux inférieurs délicate. Au-dessus, par contre, un diagramme très cohérent a été obtenu, révélant une succession remarquable de conditions bio-climatiques. La pauvreté en arbres s'accuse : pins et aunes = 4,5 à 9 % des pollens comptés à eux deux, tandis que se note une abondance considérable de graminées (environ 60 %) et de composées. Un climat froid et assez sec régnait alors (niveaux H à L). Les sédiments correspondants comportent une part de gravier et de sable importante. *Assez brutalement, se manifeste ensuite une poussée des arbres,* très vite considérable, puisque *Alnus* fournit 50 % des pollens, et *Pinus* 5 à 10 % entre les niveaux M et P; au-dessus, de Q à T, les pourcentages respectifs sont 6 à 14 % (*alnus*) et 26,5 à 39 % (*pinus*). *Le froid est devenu humide. Tout aussi brutalement revient le froid sec,* marqué dans la sédimentation par le retour de granules et sables quartzeux avec disposition litée, et dans les spectres polliniques par la quasi-exclusion des arbres (0,2 à 3 % au total) et le développement d'une steppe à graminées et composées (niveaux U à X). La figure 55 et le tableau XVII illustrent et précisent ces indications.

S'agit-il, dans cette succession, de séquence glaciaire avec un interstade, ou d'un pluvial encadré de ses deux phases sèches caractéristiques ? En l'absence d'éléments de comparaison connus en Espagne et au Portugal, et compte tenu des changements importants de faciès des sédiments sur une coupe de hauteur somme toute réduite, on ne peut trancher la question. Un recours au *C 14* portant sur le matériel terreux inclus dans les graviers supérieurs (W) et sur le niveau le plus riche en pollens d'arbres (N) a permis tout de même de préciser davantage. Il s'avère que *l'ensemble du dépôt doit être rapporté à la fin du Würm.* La partie supérieure, au niveau W, étant datée de 11 650 ans, se placerait dans le Dryas supérieur. La partie médiane d'après le niveau repère N a été sédimentée vers 16 250 ans avant J.-C. (*18 200 ± 900 ans*), *ce qui correspond au fini-glaciaire* (2). Or, dans les fluctuations du couvert végétal, ce niveau s'identifie avec la brusque poussée des espèces arborées, *Alnus* et *Pinus* (*montana*) reflétant pour un domaine proche du niveau de la mer une ambiance froide et humide. C'est donc en moins de 7 000 ans que s'est produit le changement radical de paysage floristique, entraînant aux abords de la côte le passage de la forêt à une lande assez héliophile et assez sèche.

Il y a là un problème difficile à élucider. *Pour que, au Fini-glaciaire, nous ayons de tels paysages de froid, à la latitude de 42°03' presque au niveau de la mer, ne faut-il pas supposer dans l'Océan de basses températures des eaux de surface ?* Telle est du moins l'explication qui paraît la plus valable. Il faut bien reconnaître que nous ne sommes malheureusement guère en mesure de le vérifier. Nous ignorons encore beaucoup des modifications intervenues lors des époques glaciaires dans la circulation océanique de surface, comme des dérives d'icebergs au large des rivages est-atlantiques. Le lecteur trouvera plus de détails et de précisions, ainsi qu'une interprétation moins hâtive, dans un article sur ce sujet dont la publication est très prochaine (**520**).

Quoiqu'il en soit, ce remplissage des vallons par des sédiments würmiens ne permet guère d'éclairer la question de l'âge de la rasa; on ne peut qu'affirmer son existence avant le Würm, puisque des vallons ont d'abord dû l'entailler avant que l'accumulation des sédiments continen-

(1) V. M. Van Campo et H. Nonn (**520**). M^elle^ J. Cohen a réalisé le travail méthodologique et statistique *in : Distorsions spectrales en analyse pollinique.* Mémoire de l'Ecole Pratique des Hautes Etudes, Paris 15-12-1964, roneo, 66 p., 8 tableaux, 4 graphiques, 3 diagrammes. C'est à ce travail que nous empruntons les pourcentages cités ici.

(2) Nous devons ces datations à M^me^ G. Delibrias (Saclay). Nous voudrions lui témoigner ici toute notre reconnaissance.

Tableau XVII

Spectres polliniques des différents niveaux de l'accumulation du vallon au km 67 (Mougas)

Niveaux	Pinus n.	Pinus %	Alnus n.	Alnus %	Corylus n.	Corylus %	Quercus n.	Quercus %	Ericacées n.	Ericacées %	Graminées n.	Graminées %	Composées n.	Composées %	Chenop. n.	Chenop. %	Plantago n.	Plantago %	Divers n.	Divers %	Total	Filicales n.	Filicales %	Abimés n.	Abimés %
Y	1	0,1	-	0	-	0	-	0	10	0,9	1075	91,5	84	7,1	-	0	1	0,1	3	0,3	1174	-	0	110	9,4
X	3	0,2	-	0	-	0	-	0	49	3	1229	75,1	282	17,2	-	0	3	0,2	70	4,3	1636	4	0,2	238	14,5
W	1	0,1	-	0	-	0	-	0	89	6,2	1143	79,6	186	13	-	0	8	0,6	9	0,6	1436	10	0,7	203	14,1
V	3	0,18	-	0	-	0	-	0	63	3,73	1354	80,16	185	10,95	-	0	34	2	48	2,84	1687	2	0,12	381	22,55
U	33	1,6	5	0,2	-	0	-	0	137	6,5	1680	80,3	162	7,7	-	0	18	0,9	54	2,6	2089	4	0,2	735	35,1
T	100	44,4	18	8	-	0	-	0	1	0,4	81	36	12	5,3	-	0	-	0	13	5,8	225	8	3,5	61	27,1
S	117	42,7	36	13,1	2	0,7	-	0	3	1,1	82	30	16	5,8	-	0	-	0	18	6,6	274	6	2,2	62	22
R	191	27,9	136	19,9	-	0	-	0	14	2	330	48,2	13	1,9	-	0	-	0	-	0	684	5	0,7	213	31,1
Q	110	24,9	56	12,7	-	0	-	0	7	1,6	260	58,8	3	0,7	-	0	-	0	6	1,4	442	3	0,7	27	6,1
P	111	12,2	557	61,3	-	0	-	0	17	1,9	177	19,5	-	0	1	0,1	-	0	45	5	908	5	0,6	141	15,5
O	45	7,3	430	70,1	-	0	-	0	3	0,5	104	17	11	1,8	-	0	-	0	20	3,3	613	-	0	235	38,2
N	120	8,1	1061	72	-	0	-	0	9	0,6	283	19,1	8	0,5	-	0	1	0,1	-	0	1482	4	0,3	759	51,2
M	53	7,7	104	15,11	-	0	-	0	18	2,62	446	64,8	60	8,72	-	0	-	0	7	1,02	688	10	1,45	174	25,3
L	13	5,3	28	11,5	1	0,4	-	0	4	1,6	180	73,8	16	6,6	-	0	-	0	2	0,8	244	2	0,8	167	68,4
K	43	3,6	79	6,6	6	0,5	-	0	8	0,7	855	72	191	16	-	0	5	0,4	3	0,3	1190	3	0,3	250	21
J	20	3	32	4,8	-	0	-	0	12	1,8	496	74,7	104	15,7	-	0	-	-	-	0	664	-	0	376	57
I	7	2,8	14	5,7	1	0,4	-	0	-	0	209	84,6	16	6,5	-	0	-	-	-	0	247	6	2,4	104	42,1
H	6	1,6	5	1,4	-	0	-	0	-	0	171	47,1	12	3,3	66	18	-	-	103	28,4	363	1	0,3	119	32,3
G	16	9,8	6	3,7	-	0	-	0	1	0,6	109	66,9	18	11,1	-	0	-	-	13	8	163	-	0	66	40,5
F	24	19,1	8	6,4	-	0	4	3,2	1	0,8	69	54,8	16	12,7	-	0	1	0,8	3	2,4	126	-	0	79	62,7
E	66	33,2	1	0,5	-	0	1	0,5	1	0,5	105	52,8	23	11,6	-	0	1	0,5	1	0,5	199	-	0	35	17,6
D	75	42	6	3,4	-	0	-	0	22	12,3	62	34,6	14	7,8	-	0	-	-	-	0	179	-	0	-	-
C	48	17,7	6	2,2	-	0	-	0	4	1,5	190	70	20	7,4	-	0	-	-	3	1,1	271	-	0	159	58,7
B	95	33,7	6	2,1	-	0	-	0	-	0	161	57,1	15	5,3	-	0	-	-	5	1,8	282	3	1,1	203	72
A	39	14,8	9	3,4	1	0,4	-	0	-	0	182	69,2	30	11,4	-	0	1	0,4	1	0,4	263	-	0	275	104,6
																					17530				

taux ne vienne s'y réaliser. Il démontre en outre que l'existence d'une simple ligne de galets émoussés ne peut suffire à établir l'existence d'une plage ancienne. Celle que nous avons observée ici peut être le résultat de projections de tempêtes.

3. *L'estuaire du rio Miño.*

Nous discuterons plus loin des raisons pour lesquelles *l'estuaire du Miño n'est pas de la famille des rias bajas*. Nous voudrions examiner ici comment il s'inscrit dans ces paysages d'abrupt et de palier littoraux. La puissance du cours d'eau, mais aussi la structure, donnent à l'estuaire une ampleur considérable. De Camposancos à Moledo, il s'ouvre sur 4 km; un resserrement léger entre la Sta Tecla et le N de l'Espiga laisse encore au fleuve 3 km de fond de vallée tandis que juste en arrière, les versants sont distants de 8 km de Sta Marina del Rosal au Sud de Caminha. Le lit actuel, pénétré par la marée sur 40 km (1), encombré d'îles herbeuses, n'occupe pas tout le fond de l'auge ample que le fleuve a remblayée ou façonnée durant le Quaternaire.

Cette ampleur, le Miño la doit sans doute à l'utilisation d'une fracture complexe, qualifiée par C. Teixeira de « sismogénique » (**479**), p. 36; elle figure sur les cartes sismotectoniques de Rey-Pastor (2). Les foyers d'intensité principale sont (dans le tronçon aval du Miño) Valenca-Tuy et Vila Nova de Cerveira. Une kaolinisation hydrothermale en résulta sans doute, car l'argile est abondante. Dans la Gandara de Tamujo à San Miguel de Tabajon, une coupe de 10 m de haut en dessous de la terrasse de + 15 m en est le témoignage (3). A partir d'un tel accident les versants ont reculé fortement au hasard de la résistance du granite gneissique.

Le Miño y a déposé, comme on l'a vu, des cailloutis de terrasse très abondants. A Cunchada et sous l'église d'El Rosal, le niveau d'accumulation est à 40-44 m. Des cailloux roulés présents dans les champs qui occupent le col entre la Sta-Tecla et le Torroso ont fait supposer à C. Teixeira qu'étant à ce niveau, le fleuve a atteint l'océan par ce passage (4). Il n'y aurait là rien d'impossible si l'on regarde les altitudes. Pourtant, cela n'a dû être qu'épisodique, et il n'y a pas eu de creusement de lit à cet endroit. Le creusement de la vallée lors des régressions glaciaires a recoupé les épaulements du flanc Sud de la Sta Tecla, pour atteindre des cotes sans doute très basses. Le tracé des isobathes indique que le passage principal devait être au Sud de l'Ile d'Insua, rocher s'élevant à 17 m et riche en dépôts de plages anciennes datant de l'Ouljien (5). On remarquera alors le tracé presque Nord-Sud, mais surtout l'oblitération rapide par une sédimentation prélittorale considérable rendant vaine toute recherche du talweg sous-marin. Pourtant, il doit être profond si l'on tient compte qu'à Valença, à 27 km en amont, le lit rocheux doit être en dessous du niveau zéro (6).

Corrélativement, on observera la remarquable extension du Pinhal do Camarido, accumulation sableuse boisée frangée de sable libre dessinant des festons changeants, et servant d'appui à des bancs plus intérieurs. C. Teixeira rapporte qu'en 1948, une de ces avancées sableuses a relié pendant quinze jours l'Insua au Pinhal (7). La présence de ce dernier resserre les courants contre la Sta Tecla, ce qui engendre un ombilic creusé à — 7-10 m (5-9 m de valeur relative).

(1) C. Teixeira (**479**) p. 47.

(2) Cf. celle qui est reproduite dans (**232**).

(3) Cette argile kaolinique reposerait sur du sable; mais l'épaisseur soupçonnée, qui dépasserait 15 m, fait supposer une origine hydrothermale. De toute façon l'argile a été sédimentée, car elle inclut des fragments de quartz assez grossiers.

(4) C. Teixeira (**483**) p. 41.

(5) C. Teixeira (**483**) p. 41 et (**484**) p. 24; G. Zbyszewski et C. Teixeira (**540**) p. 4. Les isobathes jusqu'à -20 m peuvent être lus à l'échelle du 1/30 000, sur la carte marine française 5534.

(6) C. Teixeira (**484**) p. 28, indique que les piles du pont international, dont la base est à près de 22 m en dessous du niveau d'étiage, ne reposent que sur des cailloutis grossiers. Il suppose que la roche en place doit être à plus du double de profondeur (44 m pour le moins).

(7) C. Teixeira (**483**) p. 43.

C'est assez peu, somme toute, et doit être en accord avec la faiblesse des courants de marée, inférieurs à 3 nœuds sauf en période de crues (4-5 nœuds alors) (1).

L'accumulation de sable dans et en avant de l'estuaire prend d'autant plus de valeur que la côte, plus au Nord, est surtout rocheuse. Sachant que les houles du NW et d'W prédominent, et que ces mêmes directions sont celles des vents les plus efficaces, nous pensons que le littoral rectiligne N-S devrait être favorable à une dérive des matériaux vers le Sud. Ainsi s'expliquerait la position déviée vers le Sud du chenal du Miño, et le développement du Pinhal. Pour ce dernier en effet, on doit compter avec l'obstacle créé par l'île d'Insua et le promontoire de la Sta Tecla, distant d'un km, provoquant une diffraction des houles (bien visible sur photos aériennes). Il en résulterait un encombrement du chenal par les sédiments, que déplorent les pilotes d'embarcations. La forme même du Pinhal est d'ailleurs celle d'un arc double; le plus méridional tend à se souder à l'Insua, n'était le courant du rio Miño et le courant de marée; il reste ouvert sur le large. Le second dessine une concavité tournée vers le bras de mer entre l'Insua de Camposancos. Une barre a avorté là encore par suite de l'arrivée des eaux du Miño; son extrémité, mouvante, se termine par un crochet tantôt tourné vers l'intérieur de l'estuaire, tantôt dirigé vers le large. La preuve du cheminement des sables en direction du Sud est d'ailleurs apportée par les études de F. Abecasis *et Al.* (2). Ces chercheurs ont montré qu'au Sud du Miño, sous l'action des houles de l'Atlantique, des sables dont les minéraux lourds et la granulométrie prouvent l'origine minhote sont une part notable des sédiments de l'embouchure du rio Lima. Les sables rencontrés au Sud du Lima offrent un mélange des débris fournis par le Miño et de ceux qu'apporte le Lima. Ainsi se redistribue le matériel sableux fourni par les granites ou le gneiss, peut-être les quartzites du bassin de ce fleuve et acheminé par lui jusqu'à la mer. C'est également ainsi que se marque la terminaison du liseré sableux qui, plus ou moins continu, ourle le trait de côte portugais.

4. ***L'estran galicien,*** au contraire, reste uniquement rocheux, et l'on ne saurait quitter cette côte sans le décrire. On insistera tout d'abord sur la constance de son exiguité : une centaine de mètres tout au plus, ce qui correspond à la résistance opposée par les granites (orientés ou non) et sans doute aussi au peu de temps dont la mer a disposé pour son travail de nivellement. Il n'est pas étonnant pour les mêmes raisons que le tracé comme le relief soient surtout irréguliers dans le détail. C'est le résultat de l'exploitation de diaclases d'inégale densité, de toutes directions et de tous pendages. Ici se réalise une topographie heurtée, hachée pourrait-on dire. Là, par contre, la mer a dégagé des dalles, parfois superposées, et l'estran correspond alors à leur surface plus ou moins soumise au travail abrasif du déferlement. Ailleurs, se dégagent péniblement du head quaternaire des dos rocheux, encombrés des blocs libérés de leur gangue terreuse et roulés par la mer.

Apparemment, l'action de l'océan reste médiocre; elle n'a pu résorber les verrues rocheuses, niveler ou égaliser les secteurs de granite fragmenté. Pas d'encoche, pas de falaises véritables et raides. Les seuls endroits où l'on note un talus se situent en contrebas des éléments de palier; la pente de la falaise est alors d'une trentaine de degrés. Ailleurs, c'est au hasard du moutonnement des rochers dégagés des diaclases majeures que se fait le passage vers le domaine des embruns. Pourtant, les houles sont assez fortes, et le choc des vagues paraît violent (nous avons vu, basculée, une dalle de 0,75 m d'épaisseur et de 500 m² environ de surface). C'est donc que le granite, ici comme partout lorsqu'il n'est pas altéré, résiste bien aux assauts de l'océan.

Le granite de la Grova est intéressant aussi par les microformes qui le sculptent. Près du Cap Silleiro, nous y avons observé des cuvettes évasées, sans surplomb à côté d'alvéoles de petite taille en nids d'abeilles. Le sel y cristallise par évaporation donnant des flaques blanchâtres sur les hauts estrans rocheux. Les diaclases ouvertes ne les ont pas localisées, ni guidées, car les cuvettes restent subcirculaires et peu profondes, sans chenal d'écoulement. Beaucoup plus

(1) Instructions nautiques (G. 1), p. 163.

(2) F. Abecasis et *Al*... (1) p. 13 à 18. Une granulométrie moyenne, avec assez bon triage, un plus fort pourcentage d'andalousite, sillimanite, dysthène, grenat, chlorite et tourmaline, caractérisent les sables du Miño par rapport à ceux du Lima.

Rocher champignon et cuvettes avec gouttière-exutoire dans le granite orienté à deux micas de la Grova, près de Bayona.

Alvéoles en nids d'abeilles dans le granite de la Grova, près de Bayona.

curieuses sont les formes rencontrées entre le cap Silleiro et Bayona (kilomètre 58,4). On trouve à cet endroit des rochers-champignons sculptés de marmites, des parois alvéolées en nids d'abeilles. Sur la surface des champignons, les marmites ont des fonds concaves ou subhorizontaux, rugueux, des parois surplombantes, et un exécutoire parfois perché par rapport au fond, en forme de rigole profonde (1). D'autres gros blocs sont ouverts de taffoni de parois ou de « Karren » (*cf. photos, planche XVII*).

Se secteur privilégié avait déjà été l'objet d'observations minutieuses de W. Carlé (2) qui a trouvé une relation étroite entre les cupules et les diaclases « L » (subhorizontales), parallèles aux bas de versants, entre les lapiés profonds et les diaclases « Q », les rigoles (Rinnenkarren) étant soit guidées par les diaclases « S » de H. Cloos (3) soit indifférentes aux joints. Mais cet auteur pense que si la roche se prête et dirige l'édification de ces formes, interviennent aussi l'action de succion du ressac, du sel marin, et des organismes ou acides organiques, mais surtout la météorisation (décomposition des feldspaths). Le problème de l'édification de ces formes de détail devra être revu avec d'autres roches, et envisagé d'une manière plus générale. Nous y reviendrons p. 505 et suivantes.

B. — LA RIA DE VIGO

(*v. planche hors-texte n° 12*)

Avec celle de Pontevedra, la ria de Vigo est bien l'un des plus beaux joyaux de la Galice. Ses visiteurs en sont tous des admirateurs fervents : Jovellanos, ainsi que le rapporte J. M. Castroviejo, la considérait comme « ce qu'il y a de plus beau dans le royaume d'Espagne » (4). L'allemand H. Schurtz, qui la visita au début du siècle, la comparait au lac Majeur, et faisait de l'Ile San Simon l'homologue des îles Borromée (5). Et plus récemment son compatriote W. Carlé se déclarait impressionné par sa « solennelle grandeur » (6). Tous ces témoignages soulignent sa grande beauté, née de l'ampleur de son développement, de l'azur fréquent de ses eaux enchâssé dans un cadre montagneux verdoyant et imposant quoique sans brutalité.

Cette ria n'a pourtant guère été véritablement étudiée, sans doute parce que manquèrent très longtemps les données géologiques fondamentales; malgré la présence d'un grand port très actif, les éléments de son hydrologie dynamique sont à peine connus. Car au Laboratoire d'Océanographie de Vigo on s'intéresse plus à la sardine et à sa conservation, ainsi qu'à la chimie des eaux, qu'à la vitesse des courants qui affectent les rivages.

Et cependant, comme la ria de Pontevedra, elle pose un certain nombre d'énigmes importantes. L'on est, par exemple, surpris par la différence existant entre ses dimensions et la médiocrité des rios tributaires; par la très modeste action des eaux marines sur les côtes, alors que l'arrière-pays présente des paysages amplement évolués. Son origine, l'influence des roches dans ses divers aspects, son histoire géomorphologique, restent donc à définir.

(1) Sur un de ces rochers, haut de 2 m, large de 1,40 à 2 m, des cuvettes de 0,10 à 0,40 m de profondeur sont creusées; une rigole d'évacuation forme un chenal de 13-17 cm de profondeur de 7-8 cm d'ouverture.

(2) W. Carlé (85) et (86).

(3) H. Cloos (108).

(4) J. M. Castroviejo (96) p. 29.

(5) H. Schurtz (459) p. 56-58.

(6) W. Carlé (89) trad. esp. p. 325. F. Saiz et *Al.*, qui se sont livrés à des mesures de planimétrage, évaluent à 183 km² le plan d'eau de la ria à marée haute (169,4 à marée basse) (449) p. 33.

1) Description des contours

Il importe en premier lieu de présenter *le contexte structural* dans lequel elle s'inscrit. La ria se compose, semble-t-il, de trois secteurs assez différents. A l'amont, une ample baie collecte les eaux des petits cours d'eau descendus des plateaux ou drainant la fracture méridienne. C'est l' « Anse de San Simon ». Elle est verrouillée par un resserrement appelé « Estrecho de Rande » à partir duquel se développe la partie moyenne de la ria... Nous en fixerons l'extrémité aval à une ligne méridienne joignant les pointes Corbeira et Sebreira. Au-delà, les directions de la côte se modifient et l'ouverture sur l'Océan s'élargit, malgré la présence des îles Cies.

L'*anse de San Simon*, dénommée parfois « baie de Redondela », se présente « comme un lac » (Castroviejo) à développement principal méridien large au minimum de 1,700 km et pouvant atteindre 4,200 km, étiré sur plus de 6 km. A marée basse, sa médiocre profondeur s'apprécie à l'importance des vasières qui découvrent de toutes parts. Deux îlots presque soudés en sont le principal ornement, vers lequel s'étire à partir du littoral oriental une curieuse flèche triangulaire de sable clair. Au Sud-Est, un estuaire commun à deux petits cours d'eau crée une apophyse fangeuse dans laquelles les rios, longs de 6 à 10 km et venus de direction orthogonale, n'ont réalisé qu'un minuscule chenal (1). A l'extrémité Nord débouchent plusieurs systèmes hydrographiques. Descendus du Castiñeira (NW), des « richuelos » forment trois courts faisceaux tributaires de la même « ensenada » de Vilaboa. S'y greffe un ruisseau long de 2 km logé dans la cassure méridienne, le rio Nova, issu du horst de la Fracha; il y débouche après 6 km de cours dans le rentrant d'El Vado. Les seules rivières notables sont celles qui apportent les eaux des plateaux fracturés de Puente-Caldelas, assemblées dans un tronçon commun terminé par l'estuaire de Puente-Sempayo : ce sont les rios Oitaven et Verdugo. Encore leurs bassins sont-ils modestes, puisqu'ils ne couvrent que 179 et 138 km² à l'amont de leur confluence. Le débit qui résulte de leur conjonction s'évalue, à l'embouchure, à quelque 13,5 m³/sec. (2).

L'apport fluviatile est donc fort réduit, et ne justifie pas l'ampleur de la baie, qui, à marée haute, compte tenu des estuaires de Redondela et de Puente-Sempayo envahis alors sur 2 km environ, couvre 18,5 km². Comment peut-on l'expliquer ?

La baie occupe un ensemble de zones basses développées au pied de reliefs disposés sans continuité. Du côté de l'Est, les altitudes supérieures à 100 m se tiennent d'abord à 1,5 km ou 2 km de ses rivages de part et d'autre de Quintana. Les sommets, d'altitude variable, de contours « amiboïdes », étendent dans sa direction de longs versants passant à des formes de glacis. Par contre, de chaque côté de l'estuaire de Puente-Sempayo, les collines moins élevées (150-300 m) qui sont les contreforts du Mte Monzon ou de la Fracha arrivent jusqu'aux contours mêmes de l'anse, obligeant la route à des sinuosités nombreuses et le rail à traverser quatre tunnels. On retrouve des glacis plongeant vers la baie tout au Nord, passant sous le schorre de la Junquera ou de Las Salinas; de même, l'anse s'élargit au détriment du complexe de glacis-versants qui forment les flancs E du Domayo, et SE du Castiñeira (plage de Pousada). Entre ces deux zones, le saillant de Cobres réalise une apophyse continentale apportant aux abords mêmes du rivage des altitudes de 130 m.

On notera dans cette disposition une symétrie de part et d'autre d'un axe virtuel qui serait orienté SSW-NNE; c'est que les données lithologiques interviennent; aux évasements de Redondela et de la playa de Pousada correspondent des affleurements de schistes métamorphiques en

(1) Le rio de Villar-Cabeiro vient du Sud, empruntant la fracture méridienne; le rio de Quintana, débouchant sur sa rive orientale, apporte des eaux, guidées par des fractures SW-NE, en provenance des plateaux morcelés du Monzon et de la Sierra de Borben.

(2) Ces estimations sont empruntées à F. Saiz et *Al.* (449) p. 39; le bassin total couvre 333 km²; le débit spécifique correspondant serait de 4,5 l/sec./km².

une bande SE-NW (1). Au droit de celle-ci, le rétrécissement de l'anse est liée à des roches plus résistantes : gneiss glandulaires et granite de Lage en alternance indurent les schistes sur le bord oriental, les granites orientés ou gneissiques fins forment les « falaises » de la côte occidentale (2). Au secteur de la Junquera répond une passée schisteuse (Vilaboa), tandis que le granite orienté à texture fine s'étend d'Arcade au hameau de Corujeiro (près du kilomètre 128). Mais à la lithologie s'ajoute l'œuvre de la tectonique. On soupçonne que l'accident méridien qui pénètre au N de l'anse dans le rentrant de Vilaboa est le responsable de son étirement vers le Sud. Mais il est évident que le prolongement de la cassure au Sud de la baie de San Simon est décalé vers l'Est, de 1 à 1,5 km. La zone aujourd'hui ennoyée est donc le lieu d'un décrochement ou d'un relais, dont il n'est pas possible de préciser la position, et sur lequel vient se greffer la ria proprement dite, de direction NE-SW.

La partie moyenne de la ria, celle qui semble plus « classique » par son élargissement progressif, débute au *goulet de Rande,* réduit à 700 m de largeur en son endroit le plus étroit, pour acquérir 7 km d'ampleur 16 km plus loin. Le plan d'eau correspondant couvre à haute mer 68 km². L'élargissement offre cependant des inégalités de détail, qui présentent une certaine symétrie d'une rive à l'autre. De l'amont à l'aval se succèdent :

a) *l'estrecho de Rande,* dominé au N par le Domayo ou le Chan de la Gola et leurs 600 m d'altitude, et dont les versants tombent pratiquement sans falaises dans la ria. Au S, route et rail longent en une corniche pittoresque le pied du Penide et du Ferreira (438-448 m). b) Passées les Puntas Arroas et de la Guia, un *élargissement* donne à la ria une ampleur de 5 km entre Vigo et Moaña. Les hauts reliefs disparaissent ensuite des abords de la côte Sud, après le Castro de Vigo auquel répondent les Ptas Cortes et Rodeira. Cela n'empêche pas les correspondances de se poursuivre : baies de Cangas et de Bouzas, saillants des Puntas de Balea et del Molino, rentrants de Limens et anse de Samil-Canido.

Les esquisses géologiques récentes ont bien mis en évidence maintenant le caractère « transversal » de la ria par rapport aux affleurements; une étude minutieuse de ceux-ci sur les deux rives permet de dégager combien leur est fidèle le tracé de détail du littoral (3).

Le détroit de Rande correspond exactement à une bande de granite de deux micas non orienté : kilomètres 146-143,2 (rive Sud) et kilomètres 16 à 13 (rive Nord); elle semble faite de roche particulièrement riche en quartz dans la Pta do Aradoiro. A Calvar au N, et à l'E de la Pta Chapelina sur l'autre rive, la première ébauche d'élargissement correspond à des schistes. Au contact des granites, on les trouve flanqués d'un gneiss fin passant aux anatexites et aux granites orientés. Cet aspect se suit jusqu'au kilomètre 9 sur la rive Nord, et s'observe entre les kilomètres 149,6 et 147,5 sur la rive Sud. Bientôt leur succèdent des schistes lardés d'intrusions granitiques entre la bosse de gneiss à riebeckite de la Guia et Vigo, de même que dans l'anse de Moaña; ils justifient ces deux rentrants. Près de la Pta Cortes, les granites réapparaissent, flanqués de granodiorites à l'Ouest de même qu'au Castro de Vigo, où le granite à une texture porphyroïde donnant des boules à l'altération (4). La plage de Cangas nous ramène dans les gneiss à biotite moindrement résistants, dont l'affleurement n'a pas d'homologue sur la rive Sud. Là, nous avons affaire seulement à une imbrication complexe de granite porphyroïde foncé et de granite clair et plus homogène de deux micas.

Compte tenu des caractères toujours sinueux et irréguliers du tracé en plan des contacts en roche cristalline, il n'est évidemment pas possible de reconstituer les affleurements supposés

(1) Entre les kms 143,2 et 138, schistes micacés, fins et argileux, avec bancs de gneiss fins et de granite de deux micas. Sur la rive Nord, les mêmes roches affleurent entre les kilomètres 19,4 et 16.

(2) Du kilomètre 138 au kilomètre 132,5 (Arcade), alternance complexe de ces diverses roches. Le côté occidental est plus homogène; le granite, affleurant du kilomètre 23 au kilomètre 17,4, présente cependant divers aspects (grossier ou fin, orienté ou non) et divers degrés d'altération.

(3) Une première prospection très fouillée, a été effectuée par A. Fernandez del Riego, avec lequel nous avons fait plusieurs itinéraires, dans un esprit de collaboration amicale (**148**). Les esquisses successives de cartographie, dressées par I. Parga (**236**) (**383**) sont le point de départ pour les investigations de P. Floor, encore inédites (v. (**130**) p. 1).

(4) A. Fernandez del Riego (**148**) p. 8. Ce granite se retrouve dans l'arrière-pays à Matama et Outeiro, aux abords de la route de Vigo à Vincios.

dans la ria. Puisque d'une manière générale la linéation des granites et des gneiss se dispose du NNW au SSE, on peut admettre que les diverses roches sont concordantes, et que la ria a un tracé perpendiculaire à l'orientation des bandes de terrain. Une certaine correspondance des contacts sur les deux rives paraît devoir faire écarter l'hypothèse d'un décrochement.

Mais doit-on considérer alors que la ria n'est due qu'à un creusement fluviatile ? Serait-ce l'œuvre d'un organisme aussi médiocre que l'ensemble Verdugo - Oitaven, grossi des quelques courts ruisseaux qui convergent vers l'anse de San Simon ? Cela est tellement peu probable que tous les auteurs admettent implicitement le jeu d'une fracture. Un tel accident figure sur la carte sismotectonique de Rey-Pastor (1). W. Carlé a également considéré que la limite méridionale du Domayo résultait d'une faille, indiquée sur une carte quoique sans preuve précise (2). P. Birot et L. Solé parlent de dépression tectonique avec possibilité de broyage exploité par l'érosion différentielle, mais écartent l'hypothèse d'un « graben » (3) que retient A. Fernandez del Riego (4). Ils s'en tiennent à une fracture, opinion à laquelle souscrivent E. Torre Enciso (5), I. Parga, et nous-même. A partir de celle-ci se serait effectué un recul des versants en fonction de la lithologie; et dès lors se comprennent bien la correspondance des baies avec les zones de roches moins résistantes, localisant l'hydrographie et les glacis plongeants dont nous allons reparler un peu plus loin. Une corrélation entre un tel accident de direction conforme aux failles anciennes du socle et la fracture méridienne décrochée dans l'Anse de S. Simon est plus que probable, ceci dit sans vouloir préjuger pour l'instant d'une simultanéité de leur rejeu.

Dans le domaine le plus externe de la ria le plan d'eau gagne démesurément en largeur; les directions moyennes de la côte se modifient et le parallélisme des deux rives disparaît. Les côtes septentrionales s'orientent à l'W, voire à l'WNW, tandis qu'au Sud la direction grossièrement NNE-SSW d'Alcabre à la Pta Sobreira devient N-S jusqu'à Patos, et même jusqu'à la baie de Bayona, si l'on excepte la presqu'île du Mte Ferro large de 500 m seulement. De l'Anse de Barra à celle de Bayona, l'ouverture de la ria atteint alors 16 km d'extension. Un resserrement est réalisé entre le Mte Ferro et le groupe des îles Cies réduisant la ria à 5 km de large, mais entre ces mêmes îles et le cap Silleiro, la sortie sur la pleine mer a retrouvé 9 km d'ampleur.

Encore là, lithologie et tectonique répondent de cette disposition. Les plages situées de part et d'autre du Mte Ferro sont ouvertes dans la bande de schistes déjà présentée dans notre étude du Massif de la Grova. Cette zone de roches plus fragiles, large de 2 km, doit se poursuivre vers le NNW et pourrait être responsable du détroit entre la plus grande des îles Cies (Agudo) et le Cap de Home. On y note en effet un contact net entre le granite et les schistes avec les filons de quartz et les quartzites de la Pta Subrido et la zone migmatitisée du Cap de Home lui-même où ces schistes commencent d'affleurer. D'autre part, les îles Cies sont granitiques comme le Cap Silleiro, ce qui renforce ce point de vue. Mais il est non moins probable que la lithologie n'explique pas seule l'ampleur de la partie externe de la ria de Vigo. Outre le prolongement vers le SW de la fracture qui a dû engendrer la direction fondamentale de la ria, nous sommes en droit de supposer un autre accident, méridien. La plage de Limens sur la rive Nord, tournant le dos à la profonde ensenada de Aldan, paraît être en rapport avec une fracture dont l'exploitation a eu lieu dans les deux directions opposées. La présence de gneiss triturés en serait la manifestation géologique.

Nous considérerons que la limite externe de la ria se place dans l'alignement des Cap Silleiro - îles Cies. Comme les isobathes de —70 m et plus bas ne sont pas infléchies en passant à hauteur de la ria, et comme par ailleurs le secteur prélittoral des îles Cies est étiré sur plus de 11 km (cote —20 m) avec un tracé rectiligne dans l'alignement du Cap Silleiro, il y a beaucoup de chances pour que, à son pied, passe le prolongement de l'accident responsable de la côte de La Guardia à Silleiro. La ria de Vigo aurait alors bénéficié pour son ouverture sur le large d'une brèche réalisée dans le talus de l'accident côtier.

(1) *In* (232); un épicentre est situé près de Cangas et un autre vers Pazos de Borben ou Moscoso.
(2) W. Carlé (89).
(3) P. Birot et L. Solé (57) p. 53-52.
(4) A. Fernandez del Riego (148) p. 16 parle d'une « fosse tectonique produite par une déchirure du bloc cristallin ».
(5) E. Torre Enciso (492) p. 248.

2) Le façonnement de la ria

Ces hypothèses nous conduisent, en fait, au *problème de l'époque de la genèse, et des étapes du façonnement de la ria.* Pour préciser ces divers points, nous nous sommes efforcé de scruter son littoral et ses marges, de recenser tout ce qui a été obtenu jusqu'ici sur les modalités de sa sédimentation. Les éléments susceptibles de fournir les indications se rapportant aux temps les plus anciens se situent à proximité des côtes dans l'arrière-pays de Vigo et de la baie de Bayona. Il s'agit de matériaux détritiques rencontrés dans le Valle de Fragoso et le Valle del Miñor. Ces deux dépressions ouvertes à la périphérie des éléments de plateaux ordonnés autour de Mte Galiñeiro, attirent la curiosité notamment par leur trop vaste étendue par rapport aux rios qui les occupent, comme par le tracé en segments rectilignes de ceux-ci.

Le Valle de Fragoso, qui suit un développement parallèle à la ria sur plus de 9 km, avait déjà intéressé E. Scheu (1). Le seuil qui l'en sépare s'amenuise vers le SW et, derrière Bouzas, n'atteint plus que 53 m. Le tracé en vilebrequin du rio principal, la disposition perpendiculaire des affluents venus de la Pedra Cavalaria, suggèrent des influences tectoniques. Amorcé sans doute par le jeu des cassures, le Valle s'est agrandi par érosion différentielle. Il n'est malheureusement guère possible de le vérifier, tant l'extension de Vigo a gagné dans cette dépression.

Le Valle del Miñor ne se comprend lui aussi que si l'on admet au départ des phénomènes tectoniques (2). Un faisceau de rios rectilignes descend du Mte Vilariño vers le bassin de Gondomar où débouche le rio Zamanes, seule branche importante venue du Galiñeiro. De Gondomar à la baie de Bayona, les eaux ainsi réunies coulent dans un ample alvéole dont les versants sont écartés de 6-7 km, mais dont la direction ne suit pas les affleurements. A l'heure actuelle, les contours sinueux, d'érosion, sont le résultat d'une longue évolution des versants. La médiocrité de l'évolution récente se mesure aux vains efforts de l'érosion regressive qui s'attaque aujourd'hui aux hauts reliefs encadrants : griffures à fonctionnement très occasionnel, cascades impuissantes comme celle du rio Zamanes.

L'évasement de ces alvéoles est donc probablement ancien. Sur ce point, nous détenons quelques preuves. Le tiers inférieur des versants qui cernent le Valle del Miñor forme des glacis tant au Sud (Donas) qu'au Nord (Chandebrito). Les dépôts corrélatifs de l'élaboration de ceux-ci permettent de la placer à un moment voisin de celui qui a été retenu pour les glacis des Mariñas. En effet, à *Lagoiña* près de *Nigran,* à *Tejera* et *Madorra* (aux alentours du kilomètre 49,3 de la route Vigo-Bayona), des accumulations de cailloutis quartzeux, avec intercalations d'arène litée, en lentilles ou en poches comme à Madorra, présentent la stratification entrecroisée typique *des formations torrentielles* (3). En deux endroits (Madorra et Lagoiña), nous avons rencontré les débris grossiers au-dessus d'une argile kaolinique visible sur plusieurs mètres (6 à 8 m). Le cailloutis a toujours les mêmes caractéristiques morphométriques (usure faible, arêtes retouchées seulement) et lithologiques (absence de granites ou de schistes, quartz seuls représentés). Du point de vue granulométrique, il offre une hétérométrie un peu plus accusée (fragments entre 2 et 15 cm) (cf. photographie 61/12/8, planche XVIII et tableau XVIII).

Nous sommes en droit de supposer qu'il s'agit également ici *d'accumulations du Quaternaire ancien* succédant à une période de forte altération chimique des roches et correspondant à une phase de « nettoyage » des versants des arènes et quartz résiduels. Elles témoignent aussi de l'existence d'un drainage vers une cuvette aujourd'hui ennoyée (Anse de Bayona). Le Valle de Fragoso a connu très certainement les mêmes processus de façonnement; nous y avons retrouvé

(1) E. Scheu (**454**) p. 59.
(2) C'est également l'impression ressentie par les auteurs de (**236**) p. 18.
(3) Cf. la mention de ces dépôts considérés, sans autre commentaire, comme des terrasses fluviales dans (**236**) p. 70-71.

des restes de dépôts identiques au SW de Vigo dans la Gandara de Castrelos, et près de la gare de Samil-Molino (1). La partie aval de l'actuelle ria procède donc de cuvettes peut-être coalescentes, ce qui expliquerait son ampleur. Il est en outre aisé de constater que le développement maximum de l'Anse de San Simon est liée à la présence de glacis de même type (playas de Cesantes ou de Pousada). De même, les vastes plages de Moaña, Cangas, Barra, correspondent à l'arrivée de plans inclinés issus des reliefs voisins et très disproportionnés à la taille des rios qui y sont logés (2).

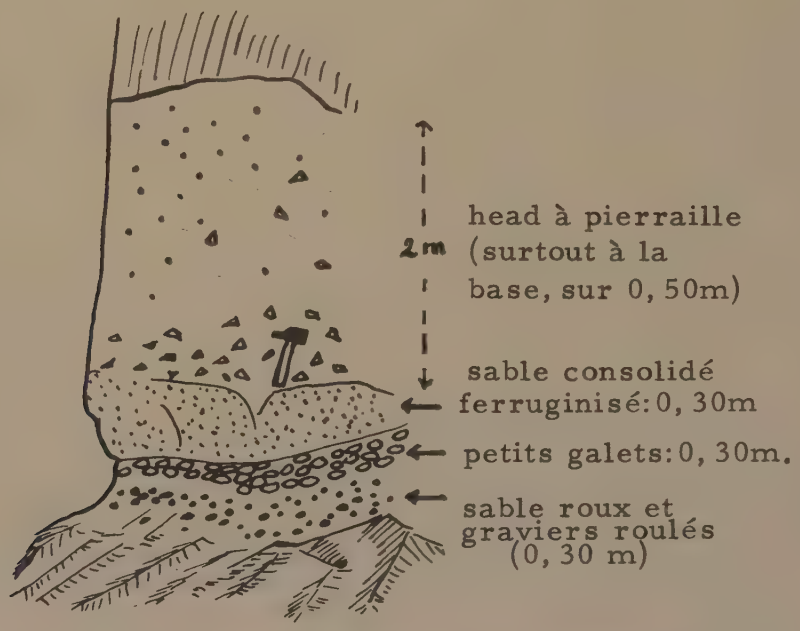


Fig. 56. — Patos, plage ancienne à partir de matériel de cône (d'après photo).

Tableau XVIII

Cailloutis et sables des cônes torrentiels de la ria de Vigo

1. — *Cailloutis* (1) = non remanié (2) = remanié

Localité	Aplatissement	Emoussé		Lithologie
		r 1	r 2	
(1) Tejera	1,65	195	280	quartz
(2) Cesantes	1,72	187	316	quartz
(2) Samil	1,85	285	429	quartz

(1) Coupes de 0,60 à 1,20 m de quartz subémoussés, reposant sur une roche en place très altérée.
(2) Pentes du « golfe d'érosion » de Cangas : de 120 à 80 m = 15 à 12°; de 80 à 60 m = 7°5; de 60 à 0 m = en moyenne 3°.

2. — *Sables.*

Localité	Désignation échantillon	Usure (%)					Remarques
		NU	CA	AR	OV	R	
Cesantes	B 15	90	10	—	—	—	sous les
	B 14	88	12	—	—	—	cailloutis
Cesantes (a)	B 4	52	48	—	—	—	plage ancienne
Samil Molino	B 11	100	—	—	—	—	
Samil (a)	B 12	40	54	6	—	—	plage ancienne
(terrasse)	B 3	54	46	—	—	—	plage ancienne

(a) Cités ici pour comparaison.

Ainsi donc, à notre sens, la ria *existait déjà au Quaternaire ancien, sous la forme d'un axe de fracture à partir duquel les versants avaient évolué sous l'action de processus surtout chimiques* que nous rapportons au Tertiaire. La relation entre l'accident initial probable et la cassure méridienne décrochée vers San Simon serait un indice confirmant l'ancienneté de l'action tectonique. *Le décapage des versants par l'activité torrentielle a dû permettre aux secteurs des plus altérés de devenir des alvéoles étendus,* reliés les uns aux autres par la zone fracturée, que la mer a ultérieurement occupés. On comprend mieux de cette manière pourquoi la ria a une ampleur sans rapport avec le réseau hydrographique qui y débouche.

A quand remontent les contours actuels de la ria ? ou plutôt depuis quand celle-ci a-t-elle été occupée par la mer ? La prospection des côtes a permis de déceler *plusieurs plages anciennes* réparties sur les deux rives. Les plus fréquentes se placent au *niveau ouljien* (+2-5 m), et quelques autres vers 10 m. Nous les avons signalées déjà dans un article antérieur (1) et nous nous permettons de renvoyer le lecteur à la description des coupes qui y a été faite. Nous voudrions seulement signaler ici le lien qui apparaît entre les accumulations quartzeuses dont il vient d'être question et ces niveaux anciens.

A *Cesantes,* la plage ancienne est composée presque uniquement de quartz et se trouve dominée par un conglomérat de granules bien cimentés vers l'arrière-pays. Nous avons pu vérifier que celui-ci représente seulement le niveau inférieur, ferruginisé, d'une accumulation de dragées quartzeuses assez mal usées, culminant à 20 m et se situant à l'extrémité d'un glacis. Ce sont apparemment ces matériaux qui ont alimenté la plage ouljienne. La ferruginisation du banc, à 10-12 m d'altitude, serait due soit au stationnement de la mer au Tyrrhénien II (haut-Monastirien), soit à une consolidation de nappe phréatique.

A *Patos,* également nous avons été frappé par l'abondance des quartz par rapport aux schistes provenant du substratum. Les sables présentent aussi une proportion écrasante de quartz (95 %), en grosse majorité corrodés et ferruginisés. Or, cette plage est située dans le prolongement des cônes torrentiels du valle del Miñor. L'origine du matériau accumulé par la mer paraît bien en dériver *(v. fig. 56).*

A *Samil* enfin, près de la station de tramway Samil-Molino au-dessus de l'actuel marais développé en arrière de la plage, nous avons retrouvé les sédiments signalés par C. Teixeira (2). Notre interprétation de ceux-ci diffère de la sienne toutefois. Pour nous, le gros de l'accumulation, hétérométrique et d'usure irrégulière, provient d'un cône. Nous avons pu observer vers la base de la coupe des lentilles de sable intercalées dans une masse de graviers et dragées de quartz et plus ou moins affectées par une ferruginisation de nappe phréatique. Ce dépôt a été ensuite

(1) H. Nonn (**350**) p. 258-259. Les légendes des photographies de la planche XIII ont été malencontreusement interverties.

(2) C. Teixeira (**483**) p. 43, parle de dépôts étendus, formés de couches de graviers, sable, argile, en rapport avec des niveaux dont le plus haut atteint 25 m (accumulation eustatique). Pour notre part, nous n'avons rien retrouvé au dessus de 15 m.

repris lors des oscillations eustatiques du niveau marin. L'usure la plus nette des galets a été rencontrée au sommet de l'accumulation, vers +13 m +15m (médiane de l'indice d'émoussé $r\,1 = 285$, $r\,2 = 429$). Plus bas, les galets usés sont présents, mais épars parmi les quartz de l'épandage torrentiel remanié sur les pentes. Comme à Cesantes, le cône avait été mis en place avant le Tyrrhénien II (Interglaciaire Riss-Würm). *Il est établi par ces dépôts que la ria a déjà fonctionné comme telle à cette époque* avec une ampleur comparable à l'actuelle ou à peine accrue. L'ennoiement n'est donc pas un fait récent et le littoral de la ria n'est sans doute pas aussi jeune que le croyait E. Scheu (1).

L'histoire ultérieure est représentée par la régression würmienne, suivie de la transgression flandrienne. Sur ces derniers épisodes, quelques données ont été fournies par des sondages effectués au large de Bouzas; trois d'entre eux ont été étudiés par R. Margalef (2). Nous avons pu également avoir connaissance des descriptions sommaires de quatre autres prélèvements de ce même secteur. Enfin, un sondage réalisé dans la baie de San Simon a été comparé par R. Margalef à ceux de Bouzas. Il en ressort que, devant Bouzas, la roche en place, par 12 à 22 m de fonds a été rencontrée entre 4,75 et 9 m plus bas, soit à — 20 m et — 30 m respectivement dans les sondages extrêmes.

Cette profondeur fut-elle acquise au Wurm ? R. Margalef paraît le penser. Il n'a pas rencontré dans les prélèvements une alternance typique de matériaux marins et continentaux. Sur la roche altérée reposent des sables grossiers ou des argiles, limons ou sols terreux, surmontés de sables compacts, puis de vase. En outre dans l'une des carottes, R. Margalef a trouvé un fragment de pin vers —18 m au-dessus de la roche altérée, dans un niveau lacustre ou lagunaire reposant sur l'arène grossière. Daté au Carbone 14, ce pin remonte à 37 000 ans, soit entre Würm I et Würm II. Mais nous pouvons nous demander si le creusement doit être imputé à la seule régression würmienne, puisque nous savons que la ria était déjà une zone déprimée d'ampleur égale lors de la transgression ouljienne. De plus, quel organisme fluvial aurait été assez puissant pour évacuer les sédiments déposés lors de la transgression précédente et creuser aussi profondément (3) ? Dans plusieurs sondages il se pourrait que ce qui repose sur la roche altérée soit un sédiment continental, ou marin, plus ancien que le Wurm. Nous avons relevé dans l'un d'eux de l'argile kaolinique sur la roche météorisée; dans un autre, la base comporte deux lits de quartz à peine usés avec une intercalation d'argile. Il y a là quelque ressemblance avec nos cônes torrentiels du Quaternaire ancien. D'autre part, E. Saint-Amor, étudiant les caractères des sédiments du sondage où fut trouvé le pin, a obtenu pour le sédiment de base une courbe granulométrique de sable typiquement marin, 14-16 % des grains sont arrondis, la majorité étant des grains subémoussés (4). Même s'ils proviennent d'une arène, ils ont été repris par la mer avant l'épisode continental würmien. Un autre sondage a fourni à sa partie inférieure deux horizons terreux séparés par un lit de galets roulés. S'agit-il de « plages glaciaires » (E. Sainz-Amor) ? ou de restes des sédiments en rapport avec la transgression antérieure au Würm et déplacés vers le fond lors de la dernière régression ? De toute façon, il y a lieu de rester circonspect dans l'interprétation des sédiments les plus profonds (5).

Par contre, grâce à la datation d'un niveau continental, on peut se représenter ce que fut la transgression flandrienne dans la ria de Vigo. Elle débute par des dépôts sableux médiocrement usés comme l'a montré E. Sainz Amor (445), ou par des lits sablo-vaseux. Mais ces sédiments ont moins d'un mètre d'épaisseur. Assez tôt, la vase a constitué l'essentiel de la sédimentation

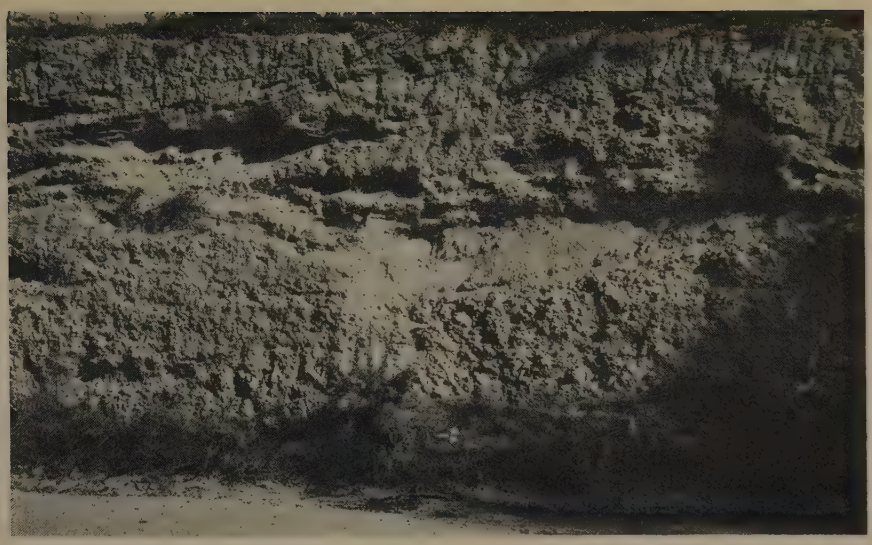
(1) E. Scheu (454) p. 93.

(2) R. Margalef (310), (312).

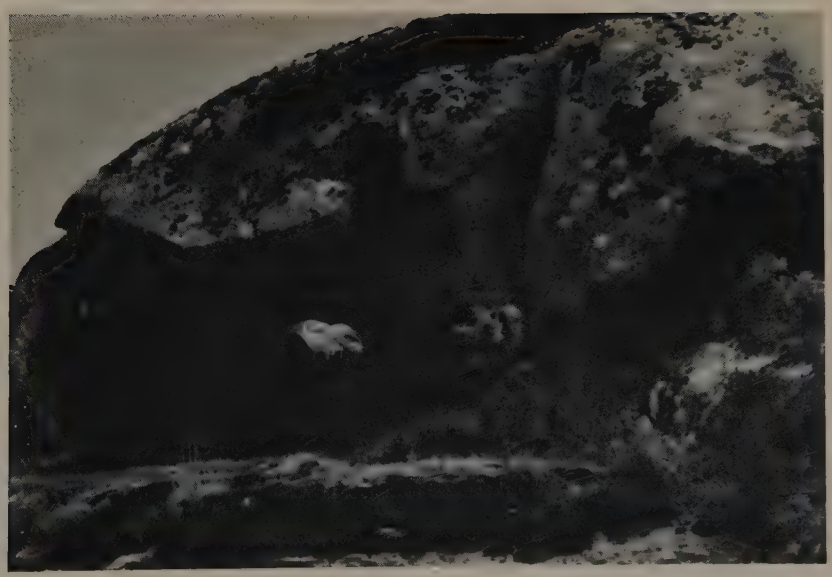
(3) En effet, les cotes de -20 -30 m pour la roche en place sont par -12 -20 m de fonds; mais la ria atteint 40 m de profondeur actuellement à hauteur de Bouzas, à 1,2 km du lieu des sondages.

(4) E. Sainz-Amor (445).

(5) Description sommaire des carottes du haut vers le bas : **J 2** = vase de 0 à 5,20 m; vase et sable 5,20 à 5,55 m; sable 5,55 -6,45 m; sol terreux puis roches altérées. **J 3** = Vase sur 6 m, puis sable (2 m); sol terreux (4 m), interrompu par un lit de galets peu roulés, puis plus bas par un autre de galets roulés, et enfin, arène d'altération. **J 1** = Vase puis vase sableuse (4,50 m), argile kaolinique entre 4,50 et 8,86 m; roche en dessous. **H 3** = vase sableuse sur 2,80 m; argile sur 0,70 m; granite altéré à partir de 4,75 m. **22 y** = vase (1,95 m); vase sableuse (1,95 -3,50 m); vase (de 3,50 à 4,70 m); quartz anguleux (4,70 -5,35 m) et argile (de 5,35 m à 5,90 m); lit de quartz anguleux (5,90 m -6,19 m) et enfin roche météorisée.



Cône torrentiel de *Madorra-Tejera.*
(Quaternaire ancien). La coupe, haute de 3 m se trouve au niveau du kilomètre 49,3 de la route Vigo-Bayona.



Taffoni de boule (ou de bloc) au sud de Bueu (route de Bueu à Limens).
Le cliché en donne une vue d'ensemble.

(4 à 5 m), à partir du Boréal. La moitié ou presque fut cependant déposée à compter de l'Atlantique. Le colmatage semble donc s'être accéléré assez récemment. Dans l'Anse de San Simon, il a dû être rapide dans les derniers siècles s'il est vrai que des galions coulés là en 1702 gisent aujourd'hui sous 3 à 5 m de vase (v. CASTROVIEJO (**96**) p. 27, et R. MARGALEF (**310**)). R. MARGALEF rapporte qu'une carte française dressée en 1703 indiquait dans cette baie des profondeurs de 10-12 brasses (16,2 à 19,4 m) alors que celle de 1918 mentionne presque partout des fonds de moins de 5 m (1). En 250 ans se seraient donc accumulés 10 m de vase soit plus de 4 cm par an.

3) La morphologie littorale actuelle

E. SCHEU souligne à maintes reprises le caractère réduit des actions littorales, et à la différence de RICHTHOFEN et de PENCK ne juge pas que la mer soit pour beaucoup dans l'élargissement de la ria. Il oppose volontiers la jeunesse du « cycle marin » à la « maturité avancée » du modelé continental de ses rives (2). De fait, la ria de Vigo est pauvre tant en formes d'accumulation importantes qu'en véritables falaises. Les instructions nautiques (**G 1**, p. 184) confirment la protection que doivent assurer les Iles Cies et le Cap del Home, permettant des mouillages bien abrités. La sédimentation est presque partout vaseuse à faible distance des côtes, montrant bien la médiocre ventilation de la baie, en même temps que la pauvreté des apports fluviatiles actuels *(v. fig. 81)*. La forme allongée de la ria, avec une direction d'ensemble SW-NE empêche le développement de fetchs importants sur une bonne partie de ses rivages; elle confère par contre un rôle notable aux courants de marée. Par bonheur, et fait exceptionnel aussi en Galice, ceux-ci ont été étudiés, ce qui aidera à présenter la dynamique du littoral (3).

Les falaises n'offrent qu'un intérêt assez limité. Les secteurs où elles sont très élevées sont extérieurs à la ria proprement dite. Ce sont les côtes occidentales du Cap del Home (où elles atteignent 40 m) et des Iles Cies. Là, des abrupts raides de 40 m au N, de 80 m dans la partie centrale de l'île Mte Agudo, dans l'île du Faro et à Pta San Martin, correspondent aux secteurs les plus battus. Mais déjà les faces « internes » de ces lieux sont à peine rongées par la mer. Dans l'Estrecho de Rande, l'arrivée des hauts reliefs ne s'accompagne pas de falaises, par suite de la résistance des roches et comme le suggère E. SCHEU (p. 91) à cause du renforcement du courant de marée. Les versants plongent dans la mer presque sans retouche marine. Les encoches raides sur ces pentes sont le fait des carrières; ailleurs, c'est seulement sur moins de 5 m que se manifeste l'attaque de la mer.

L'action des vagues, facilitée sans doute par l'altération, a été mieux marquée sous la forme de plate-formes d'abrasion. Les schistes des anses de San Simon et de Bayona, la zone des gneiss et granites entre Patos et Vigo, sont les secteurs les plus façonnés. Mais il ne faut pas imaginer un recul important des falaises. Les estrans rocheux ne dépassent que rarement 20 m dans l'Anse de San Simon, ou entre Cangas et Moaña, et une cinquantaine de mètres entre Bayona et Samil. Hachés de diaclases et de plans de schistosité, ils comportent parfois des cuvettes irrégulières, ou des arêtes en dent de scie de quelques décimètres (Mte Ferro) (4). L'orientation des terrains commande l'extension des hauts-fonds immergés et des platiers soudant les îlots au littoral. Cela permet en plusieurs endroits aux sables qui ourlent les rivages de dessiner de petits tombolos : Mte Real de Bayona, Sta Marta entre Bayona et Ramallosa, îlot de Toralla et E. de la plage de Samil sur la côte Sud, San Bartolomé (Moaña) sur la rive Nord.

Nous avons aussi parfois observé des grottes et marmites au pied des falaises. Les plages anciennes de Cesantes et de la Guia sont ainsi « déchaussées ». Certains rentrants représentent l'action différentielle de l'érosion marine. Comme nous l'avions déjà observé en Bretagne, les

(1) Carte des port et rade de Vigo, dressée par N. DE FER.
(2) E. SCHEU (**454**) p. 91 et 94.
(3) F. SAIZ et *Al.* (**449**) notamment p. 65, et cartes p. 62-64.
(4) Les schistes sont en effet très redressés, et coupés de diaclases N. 140-150°.

diabases se marquent par des rentrants dans les falaises (1). Mais, au total, ces formes de détail ne représentent que peu de chose, et ainsi que A. Guilcher l'a noté pour les rivages bretons, la côte actuelle ne fait guère que retrouver le littoral monastirien dans les rias.

Les accumulations, uniquement sableuses aujourd'hui, sont simples et d'extension limitée. Le secteur le plus favorisé se situe dans l'Anse de Bayona. Le débouché du rio Burgo, près de la Pta Sta Marta est modifié en « S » par une flèche de 170 m de long et large de 80 m aux grandes basses mers; celle-ci porte des dunes vives mais peu élevées. Une crête prélittorale la devance vers le large. La flèche de la Ramollosa, avec des dunes également, est plus importante; elle s'étire sur 1,300 km et atteint à haute mer 200 m de large. Elle repousse le Miñor contre le Mte Lourido, au NE, qui se divise alors et vient saper le revers du cordon à son extrémité. Une belle plage dérive alors de cette flèche sableuse, tandis que derrière elle s'est constitué un herbu entaillé par les chenaux de marée; la vase est seulement exclue du chenal du rio Miñor. La progression de ces deux cordons se fait vers le NE, ce qui est en désaccord avec le sens de rotation des courants de marée, mais conforme à la réfraction des courants des houles d'W et de NW sur la pointe du Mte Real. La courbure de la Ramollosa se place, ce qui est normal, face au NW, origine du fetch maximum.

La plage « America » tend sur le bord Est de la baie son arc harmonieux sur 2,300 km. Elle paraît grossièrement en équilibre avec les données de la dynamique de l'Océan, puisqu'elle se tourne plein Ouest face au large. Cependant nous y avons noté un déséquilibre dans la répartition des accumulations éoliennes en arrière de l'estran. La colline de Panjon est envahie par le sable, soufflé vers le NE, et les dunes ont une extension importante au N du rio Canido qui débouche au centre de la plage, alors qu'elles manquent au Sud. Nous pensons que cela est dû à ce que la moitié Sud n'est plus protégée des houles de NW par la presqu'île du Mte Ferro. Les autres plages de la rive Sud sont des arcs simples adossés aux versants, ordonnées face aux houles de NW, comme aux vents forts dominants (résultante de même direction). Les plages de Patos, Sunqueiro, Vado, Samil, sont de ce type (2).

Les plages du littoral Nord sont aussi peu originales; celles de Barra, Limens, Cangas (3), tournent leur concavité vers le SSW ou le Sud, conformément au fetch maximum. Toutes sont le lieu de contre-courants de flot auxquels succèdent des contre-courants de jusant de direction opposée. Ces tourbillons sont le résultat de la forme des anses, et non la cause. Ils sont en outre sans efficacité, sauf à Moaña; là, la plage divisée en deux par le tombolo de San Bartolomé est devancée par une crête prélittorale à bord externe festonné. Il semble que cela soit dû à la déviation des eaux des rios qui y débouchent vers l'W par le courant de flot; le courant de jusant évite cette plage ou influence seulement les identations de la crête prélittorale.

La forme d'accumulation la plus originale de la ria se trouve dans l'Anse de San Simon; c'est une pointe triangulaire qui amorce un tombolo en direction des Iles San Simon, engendrant deux plages qui se tournent le dos. Celle qui est face au Nord comporte un cordon de petites dunes (1,50 m de haut); l'exutoire d'un rio se trouve cantonné à l'angle oriental. L'examen de détail permet d'observer que la plage Nord tend à s'accroître vers le SW; elle se termine même par un léger crochet dans cette direction. En même temps, la pointe est dissymétrique, parce qu'érodée du côté Sud (10° au lieu de 5°). La zone toujours émergée, longue de 170 m à partir du rio s'accroît déjà de 120 m environ à marée basse. On peut prévoir qu'une déviation vers le SW fera toucher l'île San Simon dans sa partie SE. Nous imputons cela, de même que l'engraissement de la face Nord, à l'action des courants de marée; celui de jusant érode la frange méridionale, tandis que celui de flot, divisé par l'île San Simon, entraîne un dépôt plus près de l'île au Nord qu'au Sud *(cf. pl. hors-texte n° 12).*

(1) H. Nonn (349) : Description des diaclases du Mte Ferro *in* (236) p. 49 (Seixos Negros) des diaclases affleurent aussi dans la Pta del Con et à l'E de la plage de Carnaval (rive Nord).

(2) Le seul fait notable, pour ces deux dernières est la migration des embouchures des rios qui s'y jettent. A Vado, on a trouvé des déplacements de l'ordre de 70 m. A Samil, l'embouchure est fixe depuis 1952. Auparavant, selon A. Fernandez del Riego (indications verbales), la migration s'effectuait sur un espace de 200 m environ.

(3) La plage de Cangas dérive d'un cordon barrant une embouchure; ce fait, qui n'est plus visible (construction), a été observé par Scheu (454) p. 92-93, et expliqué par lui par le jeu de courants côtiers.

Pour terminer, nous signalerons le double tombolo qui réunit deux îles Cies. Entre l'île del Faro et celle du Mte Agudo, le passage du côté du large se trouvait trop étroit pour laisser passer des courants de marée de sens opposés comme dans la « Porta ». Une levée s'est édifiée, créant un lien fragile. Un second, plus long, a progressé du Nord vers le Sud, dans le prolongement de l'île septentrionale et à son abri; cette flèche emprisonne aujourd'hui une lagune, supporte un cordon de dunes, et forme une plage tournée vers la ria, qui procure le fetch principal (1). Les courants de marée ont par contre empêché la liaison avec l'île du Sud, car dans les passages resserrés, leur force s'accroît. C'est ainsi que s'explique probablement l'ombilic de l'Estrecho de Rande qui garde une profondeur de 23 m, soit 5 m seulement de différence avec la section immédiatement en aval. Les courants de marée y acquièrent une vitesse de 1 km à 1,300 km/heure—valeur assez faible, somme toute, qui renforce l'impression d'un « havre où l'océan oublie ses tourmentes » comme le dit Unamuño !

Rien d'étonnant dès lors que les sédiments littoraux y soient d'une façon générale assez peu façonnés par les actions littorales dès que l'on s'éloigne des parties les plus ouvertes sur le large (ce qui vaut aussi pour les plages anciennes). *Cf. tableau n° XIX.*

Tableau XIX. — *Plages de la ria de Vigo*

PLAGES ACTUELLES	GRANULOMÉTRIE				MORPHOSCOPIE EN %				CALCIMÉTRIE
	> Imm	1-0,5	0,5-0,25	< 0,25	NU	SE	Arr	O+R	% de Co3 Ca
Rive Sud									
= Bayona	6	28	35	31	20	62	16	2	7 %
= Bayona	8	31,5	37	25,5	22	56	16	6	2 %
+ Ramallosa	sable fin bien trié				18	64	12	6	—
+ America	— id —				4	60	26	10	Co3 Ca bien représenté
= Canido	0	1	16,5	82,5	8	62	30	0	6 %
= Samil	0	1	14	85	18	44	36	2	11,5 %
+ Samil S	sable moyen assez bien trié				8	56	24	8	—
+ Samil N	— id —				8	60	22	4	—
+ Bouzas	sable assez gros bien trié				8	66	22	4	—
= Crique W Vigo	9,5	63,5	27	1	22	50	22	0	1,8 %
+ Rande	sable assez gros médiocrement trié				20	79	1	0	—
+ La Portela ...	— id —				20	79	1	0	Co3 Ca présent
= San Simon ...	55	30,5	14,5	0	30	60	10	0	0
Rive Nord									
+ Cangas C.	sable fin bon triage				6	83	10	1	—
+ Cangas E.	sable moyen triage médiocre				16	71	12	1	—
+ Moaña	sable moyen et fin assez bon triage				22	74	4	—	—
Iles Cies	sable moyen et fin bon triage				4	8	46	42	?
PLAGES ANCIENNES									
Rive Sud									
Cesantes	a. gros		med		90	10	—	—	—
Cesantes	moyen		a. bon		52	48	—	—	—
La Guia	moyen		bon		20	64	16	—	—
Canido	a. fin		bon		40	54	6	—	—
Patos	a. fin		bon		38	38	24	—	—
	a. fin		bon		34	36	24	6	—
Rive Nord									
Pta del Con	a. gros		bon		4	66	30	—	6

+ : analyses effectuées par E. Sainz Amor (446) et (447).
= : analyses effectuées par M^elle^ M. Siffert (Labor. du Centre de Geogr. appliquée. Strasbourg).

(1) Un autre tombolo s'amorce en direction de l'îlot situé au SE de l'île de Faro, la profondeur à basse mer n'est plus que de 1 m environ. Il se forme lui aussi l'abri de l'île principale.

Et ce que l'on constate pour la morphoscopie est valable également pour la granulométrie. On peut voir sur le tableau XIX que les sables deviennent plus grossiers à partir de Vigo vers l'intérieur, plus mal triés, et que leur usure s'atténue jusqu'à devenir très faible à partir de l'Estrecho de Rande. Parallèlement, la teneur en carbonates se réduit et devient nulle. Il est clair que cela reflète la réduction des actions littorales, dès que l'on s'éloigne de la zone « ouverte » de la ria. La comparaison entre la rive Sud et la rive Nord montre en outre que seules les houles liées au fetch de NW et d'Ouest ont une efficacité. Les fetchs des plages de l'intérieur de la ria sont trop courts pour avoir une action notable.

Il semble aussi que le sable fin soit représenté uniquement dans la partie externe du bras de mer; est-ce que cela traduit, avec la part des coquilles que reflète le pourcentage de $Co_3 Ca$, l'apport de sable d'origine « externe » ? Nous pencherions plutôt pour une origine liée aux roches schisteuses si la fraction fine était abondante à San Simon. Or, il n'en est rien. Le problème de l'apport marin dans la sédimentation de la ria reste donc posé. Il faudrait davantage d'analyses pour en juger.

En ce qui concerne les *vases actuelles,* la question est susceptible d'être envisagée avec des données peut-être un peu plus précises, grâce à des dosages de calcaire et à des examens des fractions argileuses aux rayons X. Dans l'anse de San Simon, les vases proches de Cesantes (Sud) et de l'embouchure de Verdugo ne contiennent aucune trace de $Co_3 Ca$. Dans la baie elle-même, sur dix échantillnos analysés par A. Fernandez del Riego, la teneur en carbonates oscille entre 0,8 et 7 % (médiane de 1,6 %). Par contre, la teneur en carbone organique et en humus est notable (6-12 % d'humus, 3-7 % de carbone organique). Devant Vigo, la vase, plus sableuse, contient davantage de fragments coquilliers et la teneur en $Co_3 Ca$ y dépasse 20 %. Par contre, le carbone organique reste inférieur à 4,5 % et l'humus compte pour 5 à 8 %.

On peut en inférer que là où l'influence marine est faible, la vase est de nature essentiellement continentale. Cela est confirmé par les analyses aux rayons X. Actuellement, les roches altérées fournissent de l'illite, de la chlorite ou des minéraux interstratifiés de Vermiculite-Chlorite. Or, sur six échantillons de vase de San Simon, analysés aux rayons X, la composition minéralogique s'est révélée la suivante : 10-20 % de kaolinite, 70-80 % d'illite, 10-15 % de Vermiculite-Chlorite. Il semble en conséquence qu'une combinaison se soit faite des argiles de l'altération récente ou actuelle du socle et des argiles kaoliniques provenant des accumulations continentales antérieures remaniées, provenant de l'altération tertiaire. R. Margalef signale en outre la présence de restes de sphaignes et de zostères, des pollens abondants de pin, et de quelques valves d'ostracodes d'eau douce dans la vase de San Simon.

Les examens de R. Margalef et de A. Fernandez del Riego tendraient à suggérer une origine marine dans la partie occidentale de la ria. On y relève davantage de $Co_3 Ca$, mais aussi des restes de foraminifères, d'échinodermes, voire de lithothamnium et une grande richesse en éléments planctogènes (tests d'éponges et de diotomées). Toutefois on peut se demander dans quelle mesure cette intervention marine ne présente pas simplement la dernière étape du cheminement des vases, et leur inclusion dans une sédimentation où les apports coquilliers du large sont mieux fournis, et moins vite dissous.

De toute façon, le continent a dû fournir au Tertiaire une quantité considérable d'argile kaolinique, retrouvée tant dans la ria de Pontevedra que dans celle d'Arosa. Aussi, même une vase venue du large pourrait avoir comme origine réelle un apport de débris fins à partir du continent lessivé.

(1) E. Scheu (454) p. 96-97.

C. — LA RIA DE PONTEVEDRA

V. planche hors texte n° 13

Tous les auteurs qui se sont occupés des rias traitent ensemble de celles de Vigo et de Pontevedra. E. Scheu, sans doute le premier, a souligné des différences, qui à ses yeux étaient plus de degré que de nature. Ils les associent cependant pour la beauté de leurs paysages, comme pour les traits de leur genèse ou de leur évolution. Les éléments de similitude sont en effet nombreux. La ria de Pontevedra est aussi ample, aussi profondément inscrite au milieu des terres; elle est de même orientation que sa « sœur méridionale » (Scheu). Le contexte pétrographique est en gros le même, qui a subi une érosion continentale identique et une retouche marine aussi insignifiante. Nous verrons que les indices de l'évolution morphologique sont approximativement semblables.

Des différences apparaissent toutefois : le tracé en plan de la ria de Pontevedra est bien plus rigide et offre un calibrage plus régulier qui mérite explication. Son point de départ est, en outre, non une baie à contours globulaires, mais un véritable estuaire, utilisé par un fleuve qu'on ne peut qualifier d'insignifiant. L'aval, lui aussi, se singularise par des lignes plus brutales au Sud, plus fuyantes par contre au Nord.

1) Les trois aspects de la ria et leurs rapports avec la structure

Au long des 20 km de développement de cette baie profonde, du NE au SW, nous distinguons trois secteurs : l'amont, encore étroit et sinueux; la partie médiane brusquement devenue large et calibrée; et l'aval dont on vient de dire les contrastes.

a. *La véritable ria du Lerez.*

L'estuaire ennoyé, avec ses vasières, c'est en réalité la partie comprise entre les marais de Pontevedra et les Ptas Lourizan et Campelo. La marée envahit le Lerez sur 4,5 km seulement en amont de Pontevedra, et la sédimentation fluvio-marine débute près de 2 km avant cette ville. Auparavant, comme E. Scheu le souligne fortement, le cours du fleuve est encaissé en gorges, comme c'était le cas pour les rios Oitaven et Verdugo en amont de Puente-Sempayo.

Le tracé de l'estuaire est sinueux. Il dessine, à l'entrée et à la sortie de la capitale provinciale, deux coudes de sens opposé. Dans la boucle du premier méandre s'est installé un schorre bien développé. A cette zone de remblaiement se joint la vallée inférieure de l'Alba, devenue elle aussi un marais, une « Junquera » longue de 3,5 km que la mer ne recouvre plus depuis qu'une digue la sépare du Lerez (1).

Ces fonds colmatés et greffés sur les coudes du rio principal sont avec ceux-ci les équivalents en position de l'Anse de San Simon dans la ria de Vigo. On y remarque que l'hydrographie ne

(1) E. Scheu indiquait déjà cette digue (vers 1910) et précisait que la haute mer ne l'atteignait plus (454) p. 99.

s'y dispose pas au hasard. La première boucle du fleuve s'étire du N au S; un court tronçon Est-Ouest conduit à la confluence avec l'Alba, qui coule elle aussi du N vers le S et le second méandre du Lerez prolonge cette direction avant de s'ouvrir un passage vers le SW, et de recueillir les eaux du Tomeza. Comme l'Alba, ce dernier offre un tracé méridien (S-N) mais aligné sur la première boucle du Lerez. Or, *Tomeza et Alba utilisent la dépression engendrée par la fracture méridienne.* Le décalage de leur cours traduit donc *ici aussi un décrochement* à l'amorce de la ria (1).

A l'aval de Pontevedra, la ria désormais constituée va s'élargissant progressivement, tout en décrivant des sinuosité, comme dans les « abers » bretons. Sur ces 3 km, elle ne semble nullement disproportionnée à la taille des rivières qui en sont tributaires. La sédimentation fort abondante en a colmaté les fonds; un chenal artificiellement fixé aujourd'hui remplace les sinuosités anciennes, encore légèrement perceptibles à basse mer. Dans ce secteur, aucune falaise abrupte; le relief continental passe à la ria sans rupture, soit insensiblement, soit en plongeant sous les sédiments sans « knick » notable. Ces variations de pentes reflètent la lithologie. De l'amont jusqu'à Pontevedra compris, la roche est un granite de deux micas, dans lequel les versants affectés par la fracture N-S ont amplement reculé et pris la forme de glacis dans leur développement inférieur. Au-delà, le Mte Celo représente sur la rive droite Nord l'affleurement restreint d'un granite plus grossier (intrusion ?) qui, dès Lourido, cède la place au granite orienté ou gneissique très altéré. Sur la rive Sud affleurent des gneiss du complexe ancien plus résistants parce que plus redressés et de type glandulaire ou œillé (2). Les pentes y sont plus tendues quoique sans raideur (10-12°).

b. ***La partie médiane de la ria.***

Elle correspond au secteur dominé par les reliefs les plus importants et les mieux calibrés; la largeur s'y tient à 3 km sur 8 à 9 km de distance longitudinale. Or les reliefs ne sont pas responsables de cette régularité, ouverts qu'ils sont par des « golfes d'érosion » qui en interrompent la continuité. Les roches, elles, se disposent en affleurements perpendiculaires aux rivages de chaque côté. On pense alors immédiatement à un *graben*. Mais des irrégularités telles que la présence d'une île en plein milieu de la baie, à 800 m de la côte Nord (Ile Tambo) et l'extension de hauts fonds vers le centre de la ria en avant du Mte Loira ou de la Pta Festinanzo feraient plutôt envisager une fracture simple. Dans ces conditions, seule l'analyse minutieuse de domaine côtier et de son arrière-pays peut aider à l'explication de la forme d'ensemble.

La masse montagneuse du Castrove au Nord, particulièrement imposante et lourde, constitue un plan incliné de 600 à 470 m du NE au SW. Son versant oriental se suit, entaillé de vallons, sur une dizaine de kilomètres et passe à l'intérieur des terres un peu avant le monastère de Poyo. Rectiligne, c'est un abrupt de faille, qui entre Castrove et Mte Celo, garde encore 500 m de dénivellation. Cet accident a pu être localisé (3) (v. p. 271). Mais la localisation continentale de cette fracture n'éclaire pas tout le problème des rapports entre la configuration de la ria et la tectonique; elle renforcerait l'hypothèse d'un graben puisque la partie sous-marine la plus profonde ne se trouve pas à son pied. Malheureusement, il manque la seconde cassure, en cas de fossé. Nos observations sur ce point le long du littoral Sud de la ria sont restées vaines; mais elle est peut-être immergée, et nous la placerions volontiers dans le prolongement du décrochement noté près de Pontevedra.

(1) En imaginant un niveau marin plus haut de 30-40 m, la zone de confluence de Pontevedra ressemblerait assez à l'actuelle Anse de San Simon, réserve faite de nuances imputables à une lithologie plus uniforme.

(2) Le contact est amorcé par une pincée synclinale des gneiss au kilomètre 1,7 de la route de Pontevedra-Bueu. Dans leur affleurement le plus continu, en arrière de la « lagune de Placeres », on les voit très redressés (60-70°), riches en quartz et en bandes de micas. Ils cèdent la place à des granites orientés ou gneissiques avec veines de schistes.

(3) Une autre brêche, plus réduite (5 m) a été trouvée au kilomètre 9 de la route de Pontevedra-Sangenjo, au sein du granite orienté; son orientation WSW-ENE est dans l'alignement de la précédente.

Encore ne sommes-nous pas en mesure de préciser l'âge de la cassure sur laquelle s'aligne la côte Nord. L'accident de Poyo peut être hercynien ou plus récent. Il y a toutes chances pour que, quoiqu'il en soit, il ait fonctionné au Tertiaire, puisque le Mte Castrove se trouve individualisé en même temps par la cassure méridienne qui, elle, a joué au début et au cours du Miocène. Nous en inférons que *la zone déprimée qui préfigurait l'actuelle ria existait, elle aussi, dès la deuxième moitié du Tertiaire.*

Dans le détail, le littoral enregistre une certaine dépendance vis-à-vis de la lithologie. Le rentrant de l'Ensenada de Campelo jusqu'à Combarro s'identifie avec l'affleurement sur la côte des schistes gneissiques. De là à la plage de Chancelas et à l'île Tambo (comprise) la réapparition du granite gneissique uniforme détermine une légère saillie qui disparaît vers le SW avec l'affleurement d'une nouvelle bande de schistes et de gneiss micacés jusqu'à Rajo. Sur la rive Sud, de la rade de Marin à Bueu, on observe une disposition « en échelons » qui se calque sur les arrivées obliques des granites gneissiques et des schistes jusqu'au littoral. Les granites arment les saillants comme en avant du Mte de Curras, comme aux pointes Pescante (près de Loiro) et del Chirteu (Aguete) ou encore dans les secteurs où ceux-ci alternent constamment avec des bandes granitoïdes (rade de Marin). Les pentes des versants atteignant la ria varient de valeur selon ces roches. Nous allons y revenir.

Dans toute cette partie médiane, s'observe donc très clairement la disposition de la ria transversalement aux affleurements; c'est un fait déjà noté pour celle de Vigo.

c. *La partie aval et son annexe, la ria de Aldan.*

Après 8-9 km de tracés parallèles, les rives de la ria de Pontevedra s'écartent et dessinent des rentrants et saillants bien plus marqués. Leur seul point commun est de n'être plus dominées de près par des reliefs élevés. L'ouverture de la ria passe très vite à 8 km d'envergure entre Sangenjo et Bueu. Cette ampleur est anormale, si l'on place en regard des 2,5 ou 3,5 km de largeur des baies le minuscule débit des rios tributaires. En fait ce sont de vastes glacis qui plongent doucement dans la mer, à partir de reliefs inférieurs à 270 m. Le « Cotentin » en miniature que figure le Cap Udra réduit pour un temps, face à la Pta de Elmo, la largeur de la ria à 5 km, mais c'est pour lui laisser presqu'aussitôt s'adjoindre la « ria » de Aldan. A la faveur d'une entaille en « V » étroit, un bras de mer pénètre vers le SSW de 7 km et s'approche à 1,4 km de la ria de Vigo. Encore le seuil de partage des eaux entre les deux littoraux ne dépasse-t-il pas 30 m d'altitude !

Enfin, la ria de Pontevedra s'ouvre définitivement sur le large, au Sud, une fois franchie l'arête aiguë du Mte Couso; en fait, c'est la terminaison d'un alignement SSW-NNE, poursuivi sur 6,8 km, de falaises vives dont on a vu l'amorce au Cap del Home.

Dans cette disposition, la *structure joue le rôle fondamental.* Aux schistes en bande méridienne qui courent de Bueu à Cangas, succède un domaine granitique où se juxtaposent d'une manière que nous n'avons pu éclaircir, tantôt des granites grossiers à deux micas, parfois à phénocristaux de quartz et de feldspaths (granite dit « dent de cheval ») et disjoints en dalles, et des granites de deux micas plus ou moins orientés découpés en blocs parallélépipèdiques et fortement dénudés ou sculptés de *taffoni* (1). Ce dernier type de granite donne des reliefs « alignés » et nettement dégagés de Menduiña, Magdalena, San Pedro et Nezga. Le reste du paysage, de part et d'autre de l'Ensenada de Aldan, est fait du granite plus ou moins grossier hétérogène, parfois gneissique.

La ria de Aldan n'est donc pas localisée par un contact lithologique; ce n'est pas non plus

(1) A proximité de Menduiña, nous avons observé un taffoni assez original, ouvert de 2 côtés : NW et SE. Son entrée principale (NW) atteint 2,45 m de large, 1,20 m de haut. Le toit surplombant est festonné de cavités creusées dans la masse granitique. A l'intérieur la voûte est le lieu de plusieurs alvéoles emboîtés de façon « télescopique » (profondeur totale 1,20 m) ou juxtaposés (0,20 à 0,60 m de creux). Parfois les cavités sont guidées par l'encadrement granitique de filonnets feldspathiques ou aplitiques (Photo *planche XVIII*).

une vallée ennoyée quoique les cotes de — 10 m arrivent à 400 m du fond de la baie, car il y a moins de 900 m entre le seuil (de 30 m d'altitude) et la plage de Aldan, alors que le rentrant immergé entre 10 et 40 m mesure 6 km. Une fracture subméridienne en est la cause plus que probable (1). Le littoral entre les caps del Home et Couso répond, croyons-nous, à une autre cassure presque N-S. Nous n'en avons pas de preuve géologique, mais la topographie le suggère : les reliefs hauts de 120-180 m, tombent abruptement sur des fonds rapidement importants tout au long du tracé rectiligne des falaises (— 30 m à moins de 700-800 m des côtes).

La côte Nord, quant à elle, perd ce caractère rude et parfois sauvage qui était celui des rivages du Sud. Ce n'est plus qu'une succession de festons sableux (plages et dunes) encadrés de caps gneissiques puis schisteux. Les contreforts du Mte Castrove viennent y mourir en s'abaissant comme lui vers le SW. Plusieurs glacis en proviennent, qui vont former la baie « multiconcave » de Sangenjo (2). Passé Portonovo, l'orientation de la côte se modifie; jusqu'à la pointe Fajilda le dessin d'ensemble s'oriente au NW; les schistes micacés sont tronqués et les caps avancent assez loin par rapport aux rentrants des altitudes de 20-45 m, donnant au littoral l'allure d'une *rasa*. Un haut-fond arqué relie enfin ces pointes à l'archipel des îles Ons et Onza. Les écueils de ce seuil ne laissent que des passes de 10 m environ de profondeur.

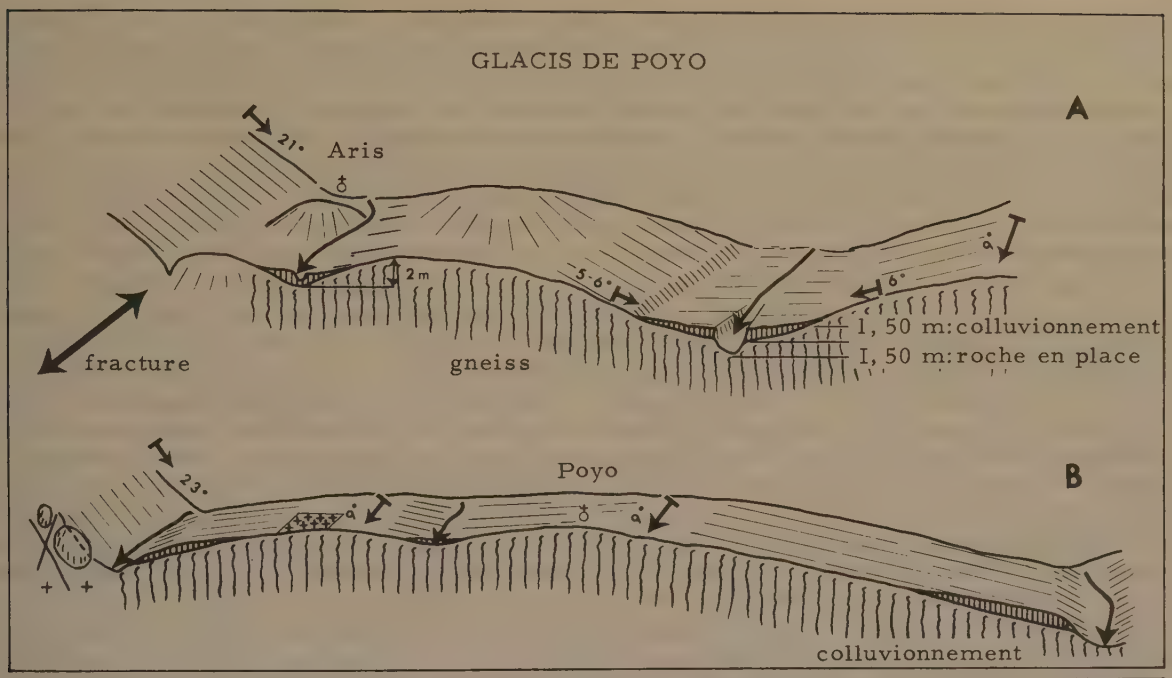
Le verrouillage (partiel) de la ria est réalisé par des îles importantes, comme à Vigo. Leurs 70 à 130 m de hauteur, surgissant de l'Océan en une arête subméridienne granitique, donnent l'impression d'une barrière et protègent en tous cas la ria de Pontevedra des houles de NW. La configuration des îles Ons pose un problème. On remarquera aisément la dissymétrie des côtes, rectilignes à l'E et longées de ce côté par des fonds de -20 m à 400 m de distance des falaises (au lieu de 1 km au moins à l'Ouest). On constatera aussi que ce tracé est dans l'exact prolongement du côté abrupt et rectiligne des îles Cies. Si l'on rapproche ces données de celles qui concernent la côte entre Caps del Home et Couso, une hypothèse surgit à l'esprit; *la ria de Pontevedra ne s'augmenterait-elle pas d'une cuvette tectonique*, limitée à l'Ouest et à l'Est par des fractures qui en justifieraient l'étirement méridien, et terminée au Nord comme au Sud dans les schistes ? Cela ne peut malheureusement pas être justifié par les données structurales visibles. Mais ce serait, semble-t-il, le meilleur moyen de rendre compte des particularités du domaine le plus externe de la ria.

2) La genèse des contours actuels de la ria de Pontevedra et leur histoire géomorphologique

La comparaison avec la ria de Vigo s'impose encore sur ce plan. Née du jeu de phénomènes tectoniques manifestés au Tertiaire, la *dépression aujourd'hui immergée a été façonnée par la combinaison de l'altération et du ruissellement.* La ria de Pontevedra est à ce point de vue certainement très riche en zones de glacis. Les uns sont demeurés plus ou moins perchés, d'autres plongent doucement sous les eaux. Leur étude systématique a permis de vérifier chaque fois la coïncidence de ces « golfes d'érosion » avec les secteurs de roches fragiles, « râclées » ensuite avant d'être très légèrement réentaillées par l'érosion linéaire de ruisseaux aujourd'hui bien débiles. Deux exemples :

Le glacis de Poyo s'inscrit dans un gneiss de texture irrégulière tantôt grossière, presque œillée, tantôt fine; son tracé suit l'accident-limite du Castrove signalé plus haut. L'altération sans aucun doute en a été facilitée. Pourtant, une prospection en tous sens a montré la faiblesse du manteau d'altérites. A hauteur d'Aris, en amont, le couloir a déjà 1,1 km de large; il se présente, en coupe transversale, comme la succession de dos rocheux surbaissés entre lesquels

(1) V. p. 296 où nous faisons état d'une zone mylonitisée près de Limens.
(2) Les pentes, de 20° à leur partie supérieure, s'abaissant à 9 puis 3° vers le bas.


GLACIS DE POYO
A
21°
Aris
2m
5-6°
6°
fracture
gneiss
1, 50 m: colluvionnement
1, 50 m: roche en place
B
23°
Poyo
colluvionnement

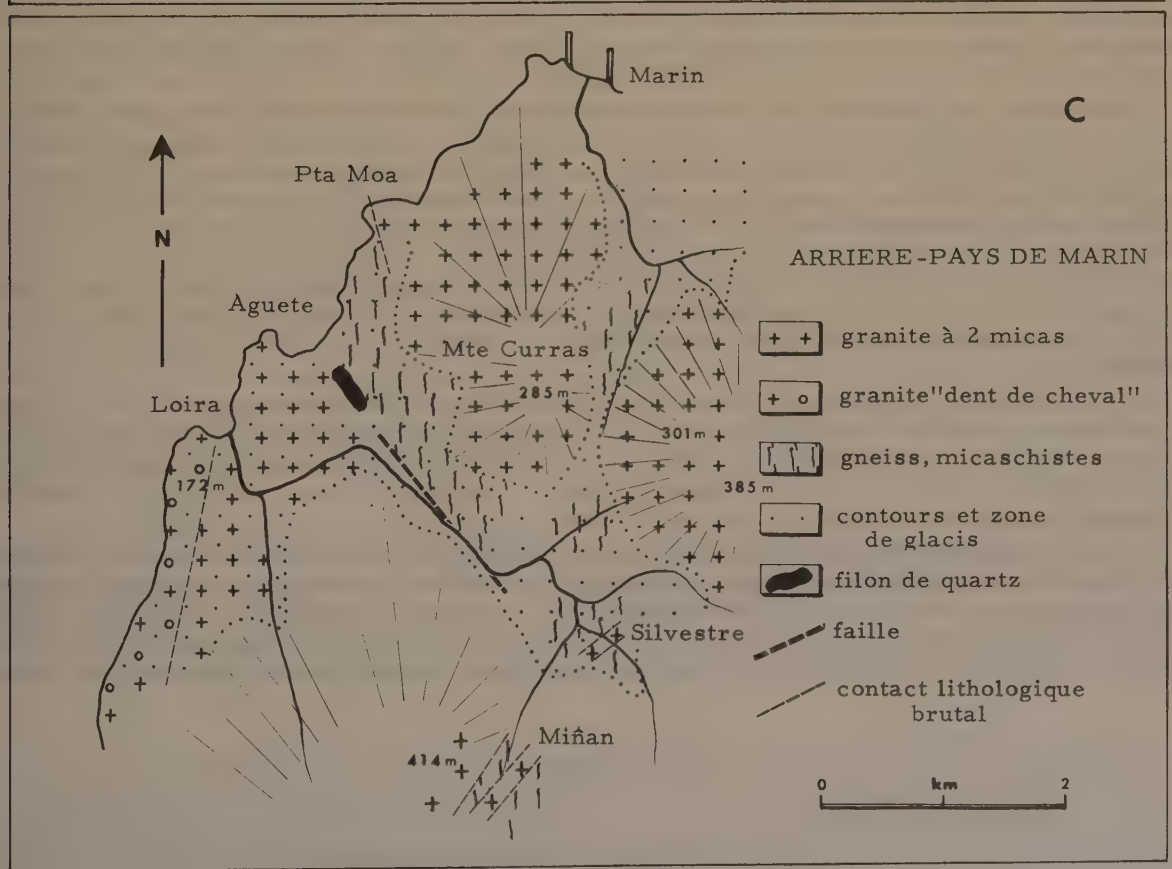

C
Marin
Pta Moa
N
Aguete
Mte Curras
285m
301m
385m
Loira
172m
Silvestre
Miñan
414m
ARRIERE-PAYS DE MARIN
granite à 2 micas
granite "dent de cheval"
gneiss, micaschistes
contours et zone de glacis
filon de quartz
faille
contact lithologique brutal
0
km
2

Fig. 57

deux vallons évasés s'impriment de quelques mètres seulement. Un colluvionnement les colmate partiellement, sur 1,50 m maximum; les ruisseaux actuels ont incisé ce remplissage et griffé la roche en place sur moins de 1,50 m de profondeur (Fig. 57 A). Plus bas, à hauteur du monastère, la partie occidentale est elle aussi uniquement rocheuse. La limite W est dégagée par le rio de Escusa, dont le flanc Ouest est rocheux (granite à diaclases espacées, et à grosses boules). Dans les gneiss se dégagent les interfluves rocheux portant le cimetière et le couvent; un vallon s'y amorce où l'on a pu voir grâce à de récents travaux la quasi absence de colluvionnement et la faible épaisseur de roche altérée. Il faut gagner la partie orientale du golfe d'érosion pour trouver dans le vallon principal un colluvionnement plus abondamment établi (v. fig. 57 A et B).

L'arrière-pays de Marin fournit un second exemple particulièrement démonstratif; le système complexe des glacis qui isolent le Mte Curras, aboutit aux rios de Loira et de Marin, ou aux plages et baies égrenées de Aguete à Placeres se justifie essentiellement par les données lithologiques. Ce sont des sortes de « glacis en roches tendres » puisque toutes les zones de pente faible coïncident avec les affleurements de schistes ou les secteurs d'imbrication étroite entre schistes et granite gneissique. S'y ajoute localement l'influence d'une fracture (ancienne) de direction NW-SE vers Bréa. Tous les noyaux rocheux environnants correspondent aux granites orientés ou gneissiques fins : (Curras, Pardavila, San Martiño). Enfin les vallons qui circulent dans ces alvéoles larges de plus d'1 km réentaillent fort modestement les glacis, sur 5-8 m en moyenne, plus rarement une vingtaine de mètres; parfois ils présentent de petits rapides sur des barres de granite. (A° de Naias). Tout cela évoque d'assez près les « hauts vallons barrés », les « surfaces d'aplanissement de petite dimension » de A. Rondeau (1). Partout le colluvionnement reste faible et passe aux sols de cultures très graduellement. Il subsiste surtout dans des poches et contribue de ce fait à renforcer, de loin, l'aspect plane des glacis. Quelquefois, un « knick » les individualise nettement des reliefs environnants limitrophes (2). (Fig. 57 C). Nous avons encore trouvé de tels glacis en maints autres endroits : Bueu, sur la rive méridionale, Samieira et surtout Sangenjo et ses environs, de part et d'autre du rio de Dorron en particulier.

Leur genèse est la même que celle que nous avons reconstituée pour les golfes d'érosion de la ria de Vigo. Si les coupes de cônes de déjection font défaut, nous avons en revanche observé plusieurs fois des pavages étendus de quartz — et de quartz seulement —; comme ils reposent directement sur la roche en place sans liant limoneux, on ne peut les imputer à la solifluxion. Leur épaisseur atteint 0,70 m près du kilomètre 10 de la route Pontevedra - La Toja, vers Samieira, et entre 0,50 m et 1 m au kilomètre 15 de cette même route. Là, ils couvrent toute la surface d'une colline d'interfluve, vers 40 m, et se poursuivent sur son versant vers la ria jusqu'au niveau de la mer... monastirienne !; à la faveur d'un chemin creux, nous avons pu en effet voir comment ces épandages alimentèrent en quartz la plage ancienne de Marin (niveau ouljien) (3).

Il est normal de supposer que le façonnement des glacis se place, comme pour la ria de Vigo, après l'intense altération chimique que connut le socle, et traduit une phrase de décapage des versants. Nous leur assignons la même époque de réalisation. *Ces versants,* et par conséquent *une dépression esquissant la ria, devaient à notre avis exister avant la seconde moitié du Quaternaire.*

Le témoignage de l'existence de la ria proprement dite au Tyrrhénien II ou antérieurement fait défaut ici. La seule indication de la présence de la mer aux niveaux plus élevés que l'Ouljien est fournie par les *terrasses eustatiques du rio Lerez,* dans le site même de Pontevedra et un peu en amont. L'une d'elles fut signalée déjà par C. Teixeira en 1949 (4); elle se place à + 20 m. Une autre a été trouvée séparée de la précédente par la roche en place, représentant un niveau d'accu-

(1) A. Rondeau (428) p. 122 à 126.

(2) Les pentes sont en effet souvent brisées dans le détail. Dans le secteur de Fijon-Allariz, les pentes supérieures convexes en granite sont de 9° à 12° au SW, de 9° à 15° au NE, entre 220 et 180 m. Le knick se dessine vers 180 m; les pentes passent alors à 3-7° entre 180 et 140 m, avant de s'accentuer au passage du rio (6-9°).

(3) La mer, ou les versants les plus proches, ont fourni les granites te les gneiss associés aux fragments quartzeux dans la formation de plage ancienne. Ceux-ci restent généralement inférieurs à 20 cm de grande dimension, les granites peuvent aller jusqu'à 30 cm.

(4) C. Teixeira (483), p. 48; fort belle usure de galets quartzitiques et quartzeux.

mulation à + 12 + 15 m; elle s'en distingue par l'abondance du sable en lentilles importantes, par la fréquence des galets de granite, la taille plus réduite des éléments (assez nombreuses dragées); un paléosol la surmonte (1).

Apparemment, les terrasses fluviales de Pontevedra s'individualisent bien d'une formation quartzeuse avec intercalation d'argile ferruginisée et mêlée de sable, que cite L. Mallada entre Mourente et Pontevedra (2). Nous n'avons pu en retrouver la trace, mais cette sommaire description évoque plutôt les cônes torrentiels tels que nous les avons vus dans le Valle del Miñor, ou que nous les verrons dans l'environnement de la ria de Arosa. En tous cas, les niveaux typiquement fluviaux augmentés de ceux que l'on connaît par ailleurs plus en amont, témoignent des oscillations eustatiques du Tyrrhénien I et II, même si l'on ne peut à coup sûr en situer les rivages.

Lors du niveau ouljien par contre les contours de la ria étaient fort voisins de ceux de maintenant. Les « plages soulevées » ne manquent pas, ainsi que nous avions déjà signalé (3). Le fait le plus remarquable sans doute est la présence des galets alors que les plages actuelles en sont dépourvues. A Manin-Corbujera, à Pta Roivas (aux abords du kilomètre 13,2 de la route Pontevedra - La Toja), à la Pta Moa, ils forment une partie notable de l'accumulation littorale ancienne. Les granites y figurent en bonne place, attestant que les matériaux fournis à l'érosion n'étaient plus seulement des résidus d'altérites. Ajoutons qu'en plusieurs endroits des plates-formes d'abrasion perchées entre 2 et 3 m au-dessus du niveau actuel des hautes mers ont été observées sur quelques mètres de large (10 tout au plus) : Sud de la plage de Renduiña sur la rive E de la ria de Aldan, ou Pta Roivas, sur la rive N de la ria de Pontevedra. On est donc à peu près certain que l'ampleur de la ria actuelle était acquise pour le moins lors de la regression rissienne.

Le talweg sous-marin, dans la partie médiane, a aujourd'hui entre 20 et 40 m de profondeur. Sa trace se perd ensuite dans la vaste cuvette fermée par les îles Ons où s'étalent les secteurs ayant entre 40 et 60 m de fond. A quelle regression, du Riss ou du Wurm, le rattacher ? La question est vaine, et sans solutions, en l'absence de sondages et d'analyses des sédiments.

Nous pouvons cependant nous faire une idée *du colmatage de la ria* par les forages exécutés par une usine désireuse de s'installer dans la baie de Placerès, près de Marin, et dont nous avons eu connaissance (4) *(v. fig. 58)*. Beaucoup de ces sondages dépassèrent 30 m de profondeur. Sous les sédiments les plus récents apportés par le Lerez et mêlés, ici, à des sables coquilliers, se note un niveau vaseux discontinu plus ou moins sableux. Il apparaît épais vers le large (10-12 m ou plus) pour se terminer en biseau près des côtes. Il repose généralement sur un sable tantôt grossier, tantôt fin, parfois très riche en micas; aux abords du littoral, le sable est déposé sur des cailloux ou un sédiment fin noirâtre riche en kaolinite (5) (vase ou argile ?). La base est partout faite d'arène, souvent mêlée de quartz plus ou moins usés. Ce substratum est atteint vers -25 -28 m dans les sondages les plus extérieurs, soit encore à 500 m de distance de l'axe de la ria. Il présente de petites irrégularités de profil, de l'ordre de 6-12 m. Le creusement a par conséquent été très accusé même dans la partie amont de la ria aujourd'hui pratiquement comblée.

On peut s'interroger aussi sur la genèse des côtes dans le tronçon externe de la ria. La cuvette surajoutée à la partie calibrée devrait avoir été réalisée avant les transgressions jalonnées par les dépôts. Sous quelle forme ? Et dans quelles conditions ? Nous avons dit plus haut fort brièvement que le littoral au NW de Portonovo prenait l'aspect d'une *rasa*. Les schistes inclinés à 40° se trouvent tronqués par la surface topographique et par un matériel d'altération remanié sous-jacent, dont la base est constituée par un pavage de quartz non usés. Ces terrains

(1) Sous le sol humifère actuel, s'observe un horizon clair lessivé (0,20 m) et un autre, ocre-rouge, bien développé (0,75 m) et riche en fer.

(2) L. Mallada (**307**) p. 398.

(3) H. Nonn (**350**) p. 261-262.

(4) Nous devons ces renseignements à l'obligeance de D. Tomas Notario Vacas, ingénieur de « Caminos Canales y Puertos » (Pontevedra). Nous lui exprimerons ici notre gratitude.

(5) Kaolinite 40 %, illite 60 % (pourcentages purement indicatifs).

SONDAGES DE LA LAGUNE DE PLACÈRES

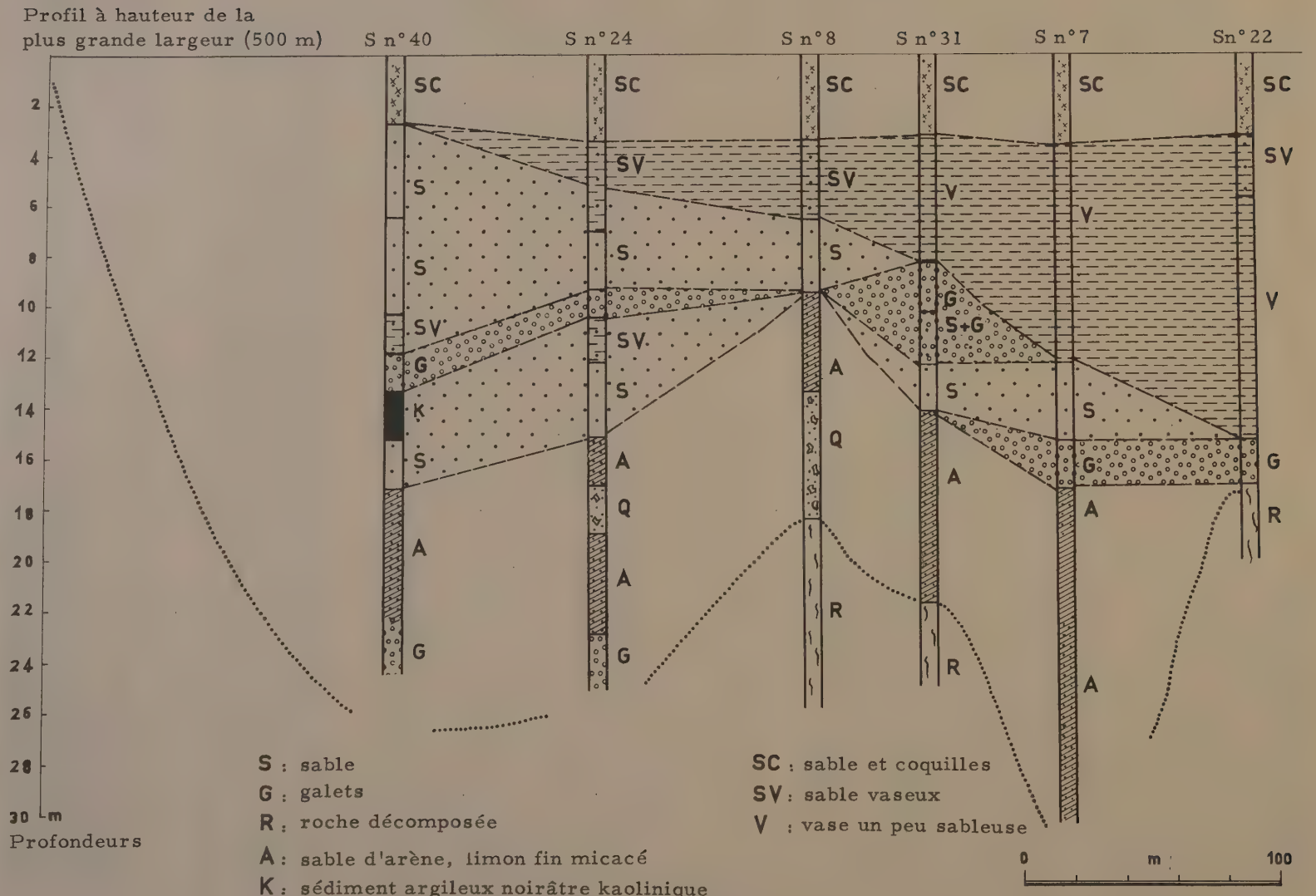


Fig. 58

comportent en outre des fragments de cuirasse ferrugineuse avec des sortes de pisolithes tandis que les sédiments fins se révèlent riches en kaolinite (1).

La conservation de tels débris conduit à envisager le façonnement de ces surfaces planes à la manière des glacis en roche tendre. Mais leur position littorale, le fait que leur extension la plus remarquable se situe sur les caps, suggèrent l'intervention de la mer. En l'absence de tout sédiment de caractère marin ou littoral, nous nous sommes efforcé de vérifier les altitudes de chacun des replats. Mais aucune continuité n'a pu être établie qui correspondrait à un niveau général. La Pta Canelas offre une étendue longue de 400 m à une altitude voisine de 35 m. Par des cotes de 43 à 58 m, la Pta del Elmo en interrompt le développement vers l'Ouest. Au Cap de Pajariñas (ou d'Arras), un méplat se situe à 30-35 m; mais la pointe Montalvo qui lui succède est moins régulière et plus élevée; elle culmine à 66 m et se tient surtout vers 50 m. Quant à la pointe Fajilda, elle se décompose en un niveau à 40-45 m et un méplat à 30 m, que l'on retrouverait au Cap de Porto Mouro. L'avancée de la Lanzada enfin reste à 12 m seulement. Les cotes les plus fréquentes sont donc entre 30 et 40 m et les caps plus élevés sont plus irréguliers et sans aucun matériel résiduel. Les altitudes relativement médiocres des méplats les plus nets cadreraient avec le niveau marin tyrrhénien I. Mais on voit mal comment le stationnement de l'océan à ce niveau aurait respecté sans les retoucher des débris d'altération disponibles. A moins d'envisager des conditions favorables à une altération et un façonnement des glacis en roche tendre très récente, ce que rien n'autorise, il faut admettre qu'ils ont été réalisés *avant* le Mindel-Riss et placés à leur altitude actuelle par une submersion contemporaine de cet interglaciaire ou postérieure, mais pré-ouljienne (2).

3) Les traits des rivages actuels

L'analogie avec les côtes de la ria de Vigo ne saurait surprendre. L'alternance de secteurs rocheux et de plages correspond à la lithologie et à l'exploitation qui en a été faite par les agents d'érosion continentale.

Les falaises représentent en réalité ici aussi une petite retouche, souvent un simple nettoyage des versants. Comme dans cette ria les gneiss et schistes sont assez fréquemment en affleurement le long du trait de côte, les platiers rocheux de quelque étendue y sont moins rares. En général irréguliers dans le détail, ils comportent des sculptures de lapiés, de mares allongées selon les plans prédominants, ou bien des alvéoles en nids d'abeilles. Reste que même dans ces cas favorisés, la plate-forme d'abrasion dépasse rarement 20 m comme l'avait déjà dit E. Scheu (3). Les plus beaux exemples de ces micro-formes s'observent dans les environs de Marin (Pta Placeres), où W. Carlé a souligné combien les influences de la roche se marquent même dans le petit détail (4). Ou bien encore près de Portonovo au NW, jusqu'au granite de la Lanzada (Ptas de Canelas, Pajariñas).

Les granites gneissiques donnent lieu, généralement, à des platures rocheuses plus restreintes encore. Lorsque prédominent les systèmes de disjonction en dalles, la « falaise » présente un profil à tendance convexe, conforme aux dos de granite. On rencontrera de beaux exemples de ce type de falaises sur la rive occidentale de la ria de Aldan, ou à l'E de Sangenjo. Dès que la diaclasation se complique de joints subverticaux ou obliques denses, l'aspect du trait de côte devient plus chaotique (cap Udra, Pta Moa, E de Sangenjo). Sur le granite gneissique de Lage, les microformes telles que les cupules peu profondes ne sont pas rares, de même que les

(1) L'analyse de ces altérites a fourni 80 % de kaolinite, contre 20 % d'illite détériorée. On exploite à la surface de la « rasa » des concentration d'étain, (cassitérite) déjà connues des Romains paraît-il.

(2) Une place ancienne à + 3 m a en effet été découverte par nous au droit de la Pta de la Lapa, près de la Lanzada. Nous en donnons la description *in* (352).

(3) E. Scheu (454) p. 96.

(4) W. Carlé (89) p. 326, et fig. 4.

micro-marmites toujours très localisées, même si, lorsqu'elles apparaissent, elles sont très nombreuses et serrées. Nous avons déjà vu qu'il se prêtait parfois à l'édification de *taffoni*.

Les plages ne présentent guère non plus d'originalité. Elles se ramènent aux accumulations sableuses en arcs réguliers dans les rentrants, et aux cordons fermant le débouché des vallons et accrochés aux deux extrémités. Les aspects de côte contraposée sont donc fréquents. Dans les criques, le sable s'étale au pied de rochers irréguliers, surmontés d'un head (Aguete). Les galets n'apparaissent presque à coup sûr que là ou une plage ancienne a été conservée et se trouve attaquée; c'est elle qui alimente l'estran en matériaux grossiers. (Pta Moa).

Les plages situées au débouché des vallées et des golfes d'érosion correspondants sont bien entendu bien plus amples grâce à eux. A Bueu, l'arc de l'estran sableux se raccorde ainsi a un bas-pays protégé artificiellement par des constructions et saupoudré de sable dunaire bien plus à l'intérieur des terres. Le rio qui y débouche s'en trouve rejeté à l'angle occidental (1). Le même paysage se prolonge dans les plages du NW jusqu'à la Lanzada. Les cordons dunaires sont rarement massifs ou continus; à Aldan toutefois, nous avons vu l'un d'entre eux isoler une lagune,

TABLEAU XX

Caractères sédimentologiques des dépôts quaternaires aux abords de la ria de Pontevedra

1. — *Cailloutis*

Lieux	Aplatissement	Émoussé r 1	Émoussé r 2	Lithologie
Cônes torrentiels				
Km 15, route Pontevedra-La Toja	1,62	121	186	Quartz
Plages anciennes				
Manin + 5 m	1,88	363	465	Quartz et granites
Terrasses fluviatiles				
Pontevedra + 20 m (1) .	1,96	320	513	Quartz et quartzites

(1) centile = 160 × 120 × 85 mm

2. — *Sables*

Lieux	Désignation	Usure NU	Usure CA	Usure AR	Usure OV	Usure R
Plages	*anciennes*					
Pta Moa	C 8	0-2	30-32	60-64	2-4	0-6
Lago	C 3	0	6-10	58-68	12-28	6-14
Manin	C 1	0	28-32	46-60	4-12	2-10
Manin	C 5	4-10	36-44	28-52	2-12	2-10
Plages	*actuelles*					
Pta Moa	•	18-26	46	22-36	2-4	0-2

(1) La plage, étirée sur 660 m, découvre à basse mer sur plus de 150 m. Les dunes forment à l'Est de la plage un champ fixé de 100 à 150 m de long, mais l'arrière-pays est ensablé et stérile sur plus de 500 m d'étendue.

sans doute par progrès d'W en E. A Loira un système en chicane de langues sableuses apparaît à marée basse, tandis qu'à marée haute n'existe qu'une flèche de sable fin, à fortes pentes (1). Signalons enfin des petits tombolos simples reliant l'Ile Sta Clemente à la terre ferme (W de Loira) ou l'île Tambo et l'îlot de Tenlo chico.

La dynamique des plages s'explique toujours selon les lois de Schou (les arcs sont orientés face au fetch maximum, compte tenu des différents abris). Celles-ci se vérifient particulièrement bien pour les accumulations de Portonovo et plus à l'Ouest, ouvertes sur l'entrée de la ria, et non sur les houles du large dont elles sont protégées par les îles Ons et le haut fond de Fagilda. En outre, les vents de SSW et S sont bien plus importants que ceux d'W et WSW.

Nous ignorons pratiquement tout des courants de marée. Il est seulement à peu près certain que l'ouverture au SW de la ria concentre par là le courant de jusant tandis que les îles Ons divisent le flot. De toute façon dans la ria il ne pourrait s'agir que de petits courants, rotatifs de sens contraire comme à Bueu, giratoires comme autour de l'île Tambo (2), de flot uniquement (Sangenjo) ou de jusant seulement (Loira).

Quoique le rio Lerez soit un grand « travailleur », quoiqu'il ait édifié à son débouché dans la mer une sorte de delta sous-marin attesté par le puissant remplissage de l'amont de la ria, il est certain que celle-ci dépasse sa mesure. Enchâssée dans un paysage dont la raideur a fondu sous les effets de l'altération et qui doit beaucoup au déblaiement des débris résultants, la ria de Pontevedra ne présente qu'un littoral finalement peu marqué par les actions marines. En tout cela, elle est vraiment sœur de celle de Vigo. La ria de Arosa par contre va nous offrir le paradoxe d'un paysage davantage encore miné par la « maladie tertiaire » (Y. Milon) et où pourtant la mer paraît moins une intruse.

D. — LES PAYS D'AROSA (3)

V. planche Hors-Texte n° 14

« Paysage des plus parfaits de Galice, car il unit les beautés et les plus fines nuances de la terre et de la mer ».
(Ramon Otero Pedrayo).

Libérée du corset de hauts reliefs qui enserre les autres rias bajas, l'ample cuvette d'Arosa ajoute à l'Océan un plan d'eau de plus de 200 km². Aussi Ramon Otero Pedrayo est-il en droit de souligner l'union étroite d'un continent plus discret et moins brutalement imposé et d'une mer plus largement admise au sein des terres. Fruits de cette intimité, des îles, des presqu'îles, des hauts fonds, montrent bien qu'avec Arosa, ça n'est plus uniquement une ria qui s'offre à nos yeux.

(1) La flèche principale est haute de 5 m, large de 100 à 120 m s'abaissant vers l'Ouest en se courbant vers l'intérieur. La flèche opposée n'a que 25-30 m d'extension, contre 250 m pour le premier poulier.

(2) Selon D. Calixto Gonzalez-Posada-Rodriguez, Directeur des « Obras del Puerto » de Pontevedra; ainsi s'expliquerait la conservation d'assez grands fonds devant Marin alors que la lagune de Placerès s'est amplement colmatée (comme on l'a indiqué) de même que la baie de Combarro-Lourido.

(3) Un certain nombre d'indications sédimentologiques ont déjà été fournies dans une publication antérieure se rapportant à ce secteur. V. H. Nonn (352). Une fort riche étude de la ria de Arosa va être publiée; elle est l'œuvre de M. A. J. Pannekoek (Leyden) et de ses étudiants. La présentation de ce gros travail est annoncée par un article de A. J. Pannekoek : The geomorphology of the surroundings of the ria de Arosa (Galicia, Spain). *Leidse Geol. Med.* 1966.

1) Le cadre

Les reliefs, certes, sont encore présents; mais ils ne servent plus que de cadre lointain. Leur masse continue au Nord rappelle encore les paysages des alentours de Pontevedra ou de Vigo; mais vers l'intérieur de la ria, ou bien encore vers le Sud, les lourds profils s'estompent ou se réduisent.

La Sierra de Barbanza dont il a été question plus haut, énorme horst de granite de deux micas, constitue une des avancées extrêmes de pénéplaine, portée à 600 m et plus au bord de l'Océan. C'est elle qui cerne l'horizon vers le Nord-Ouest, tandis qu'à son pied s'étale une zone basse et bossue où se succèdent des lagunes et des golfes. C'est qu'aux granites de deux micas ont succédé des granites intrusifs à biotite, (lagune de Carragal, anses de Ribeira et de Palmeira), ou bien des schistes injectés au sein des mêmes granites (de Puebla del Caramiñal à Boiro). La disposition déjà soulignée des terrains en bandes NNW-SSE entraîne vers le Nord-Est diverses modifications. Des gneiss glandulaires arment la presqu'île du Cabo Cruz, effleurée elle aussi par les granites à biotite. Ils sont flanqués à l'Est par les roches du complexe ancien, des gneiss moins résistants dans lesquels s'ouvre le profond rentrant de Rianjo, et qui créent un hiatus entre la Barbanza et les reliefs groupés autour du Muralla (660 m). Ceux-ci cependant n'approchent pas des rives de la ria, car s'interposent de grands glacis, inclinés doucement vers elle. Les mêmes plans doucement plongeants vers l'Est font la transition entre les hauts versants et le fossé méridien, au Nord de Caldas.

Au Sud, seule la partie interne de la ria conserve des reliefs notables. L'homologue des « montes » dominés par le Muralla est ici le Xiabre (600 m) dont la masse irrégulière s'allonge sur 7 km du SW au NE. Mais ses versants tournés vers l'Ulla ont 2 à 4 km de développement, ce qui assure une transition progressive. Désormais, à partir de Carril, le cadre montagneux disparaît. Le voilà reporté à l'Est du fossé Nord-Sud, soit à 15 km au SE de Villagarcia; le Monte Castrove est lui-même à 12 km de Sobran ou de Villanueva; et si, vers l'Ouest, les plateaux s'étalent et se rapprochent, ils perdent de l'altitude. Le Fontefria (394 m) s'avance jusqu'à 4 km de l'embouchure de l'Umia, mais le Montemayor (232 m) et le Mte Chandelore (271 m) ne forment plus que des redans fort irréguliers, entrecoupés de glacis qui les pénètrent profondément. C'est que le granite de deux micas, dont est fait le Mte Xiabre, a cédé la place au granite intrusif à biotite de Caldas. La ria s'ouvre alors bien plus largement dans une topographie de basses collines, ou de large *valle*.

De cette brève présentation, nous retiendrons l'opposition entre les parties interne et externe de la ria d'Arosa. Un premier secteur, de Padron à une ligne Cabo Cruz-Villagarcia, se définit par son relief plus élevé et plus contrasté grâce à la tectonique ou aux roches variées. A l'Ouest de cette ligne, nous avons au contraire affaire à une véritable cuvette (ou alvéole) granitique ennoyée, à morphologie originale, riche en dépôts superficiels. De ce fait, nous y insisterons davantage.

2) La ria et son environnement en amont de Carril-Cabo Cruz

La ria débute à Padron - Puente-Cesures, un peu en amont de la confluence du Sar dans l'Ulla. Si « l'humble rio Sar, derrière les rideaux d'arbres, cèle ses eaux et chante, de la douce

Rosalia, les chants d'amour et de querelles » (1), c'est que la vallée de fracture méridienne qu'il emprunte est pour lui d'une ampleur démesurée. La transgression flandrienne a contribué en outre à la remblayer jusqu'à Padron et Puente-Cesures, où arrive l'Ulla venu de la Galice orientale. Le rio Ulla, ou plutôt son estuaire, gagne alors l'Atlantique « lourd de saumons et bordé de pinèdes, avec la lenteur paresseuse d'un dieu antique » (2).

C'est donc par des couloirs évasés que l'hydrographie traverse les reliefs qui l'encadrent.

a. ***Les reliefs principaux et leurs glacis sur la rive Nord.***

En toile de fond, au Nord, la masse sévère du Mte Muralla et de son environnement très fracturé. Dans cette disposition en touches de piano, les éléments les plus orientaux, les plus exposés à l'érosion et les moins surélevés, n'ont plus guère conservé l'allure de plateaux; ce sont plutôt des buttes aplanies, dérivées de ce qui fut une pédiplaine (v. p. 272 et seq.). Toutes les fractures ainsi révélées ont facilité le développement de glacis inclinés vers les niveaux de base. Leur ampleur est fonction de l'importance des cassures, et dans certains cas, de la lithologie. Ceux de l'Est sont ouverts par un accident SW-NE (tête du rio de Rois) et un autre NW-SE venu se greffer sur la cassure Nord-Sud. Il en résulte un alvéole particulièrement ample aux contours sinueux mais toujours nets. Un Knick assez constant se marque vers la cote 100 ou 70 m. Les rios drainant les glacis sont encaissés de 15 à 20 m à l'amont, un peu moins à l'aval. Il semble que la pente des glacis, plus accusée que celle des rios, plonge sous le remblaiement fluviatile ou fluvio-marin du fossé.

C'est également le cas des glacis plongeant vers le Sud, vers la ria. A Dodro, le glacis drainé par le rio de Vigo doit sa largeur à la lithologie autant qu'à une fracture (granite gneissique, ici très abondamment pourvu de biotite). On soupçonne également un fait lithologique devant la topographie de détail du glacis de Tarrio-Imo; des bosses résiduelles émergent du remblaiement fluvio-marin vers les kilomètres 6,2 et 7 de la route Padron-Ribeira. L'alvéole drainé par le rio Belouso, profond de 8 km et ouvert sur 4 km à l'aval, est lui aussi le fruit d'une collaboration entre tectonique et lithologie. Son développement suit la fracture de Chisea-Devesa et l'apparition de gneiss tectonisé justifie son évasement vers le Sud. Nous avons pu observer près d'Atalaya comment des pegmatites qui le traversent sont triturées, et W. Carlé a même cartographié près de Rianjo la série de micro-décrochements et de petites cassures qui affectent les gneiss et les aplites (gneiss orientés N 160° et fracturation N 60°) (3). La topographie de détail des glacis résulte généralement comme au bord des autres rias, de l'action concomitante de l'érosion et du colluvionnement. Parfois cependant elle ne laisse pas d'être embarrassante. Ainsi, dans le dernier cas cité, on note l'existence de petits paliers au pied des reliefs encadrants, entre 80 et 140 m (4). Ils sont raccordés aux fonds de vallon par des pentes convexes. Un ensemble de collines autour de 130 m - 160 m s'étend en outre dans la presque totalité de la presqu'île de Rianjo, que dominent quelques reliefs isolés (Lioira 270 m). Nous hasarderons une explication lithologique : collines et paliers pourraient représenter un plancher d'altération, car on remarque leur relation avec la présence des gneiss alors que les horsts sont faits de granite de deux micas.

Soulignons enfin que cela cadre avec l'ancienneté du soulèvement des blocs plus ou moins basculés, qu'attestait déjà la dégradation des versants notablement éloignés aujourd'hui des lignes de fracture.

(1) Miguel de Unamuño (513) p. 257. Il s'agit de Rosalia de Castro, poète lyrique remarquable du XIX^e^ siècle, originaire de Padron.
(2) J. M. Castroviejo (96), p. 11.
(3) W. Carlé (84), p. 235, fig. 5.
(4) Notamment de Tearjo à Pousada du côté de l'Ouest, et autour de Focajos, sur le versant oriental.

b. *Le contexte topographique et lithologique de la rive Sud.*

Un paysage assez semblable, quoique moins influencé par les cassures et moins échancré par les glacis, se répète au Sud de la ria. Les deux Montes Xiabre en constituent le cœur. Si la surface principale peut encore être reconnaissable dans le lambeau de 3 km de plateaux qui relient le Xiabre II au Xiabre I vers 410-430 m, ainsi que dans l'échine qui prolonge le Xiabre I vers 370-350 m, on doit admettre qu'elle était fort imparfaite. Le sommet principal, culminant à 641 m, forme sur son niveau peu régulier une masse triangulaire lacérée par l'érosion régressive. L'ensemble est constitué de granite de deux micas, assez pauvre en quartz (< 25 %) mais riche en feldspaths-microcline (35-50 %) et plagioclases (20-30 %). Les deux micas sont en proportion sensiblement égale. Apparemment, ce granite n'est pas particulièrement résistant; sa texture grenue est variable, tantôt très grossière, tantôt moyenne, isogranulaire, et les minéraux sont fissurés. L'altération des feldspaths est prononcée (1).

Pourtant, il manque ici de nettes indications de fracture, sauf à l'Est où se poursuit la cassure méridienne. Encore l'abrupt est-il devancé par une banquette située vers 180-200 m et déjà observée par ailleurs sur les flancs de ce couloir tectonique. Tout au plus, des cassures aident à justifier l'avancée vers le Sud-Ouest de la Chanda-Asmada, entre l'Arroyo del Con à l'W, l'Arroyo de Portalina à l'E, qui les utilisent. Au Sud et au SW, la lithologie est sans doute responsable des contours du Xiabre. L'anse régulière de Carril à Villagarcia est ouverte dans un affleurement de schistes, se terminant en coin au pied de la Chanda-Asmada. Partout ailleurs, la limite du Xiabre coïncide avec le passage aux granites intrusifs à biotite de Caldas. Mais la lithologie explique-t-elle réellement à elle seule une dénivellation de l'ordre de 200 m entre les éléments de surface et les croupes du granite de Caldas ? Il faudra préciser, avant de répondre, les modalités de l'altération de ce granite intrusif. Enfin la bordure nord-occidentale du massif est constituée par l'estuaire de l'Ulla. Peu de glacis de ce côté. Derrière Catoira, un amphithéâtre que dévalent neuf petits torrents est ouvert sur le flanc du Xiabre. Il en résulte un glacis, qui, curieusement, reste perché à 60 m d'altitude et dans lequel la ria s'emboîte largement. Est-ce un « replat barré » (A. Rondeau) ? Partout ailleurs les versants du Mte Xiabre, longs de 2 à 4 km, assurent une transition progressive vers le niveau de l'estuaire.

Du côté du Nord-Est s'ouvre une profonde échancrure que drainent les rios Valga et Louro. Profonde de 5 km et large de 4,5 km de Puente-Cesures à Ferreiros, celle-ci représente le développement d'un très grand glacis, incliné de 4-5° vers la ria. Elle fait face à celles, moins amples, des glacis de Dodro et de Tarrio. Comme des coupes ont pu être observées dans sa partie terminale, ce glacis retiendra notre attention et nous en reparlerons plus loin. Il importe de remarquer ici que son envergure est justifiée au moins partiellement par la tectonique. La dépression de Padron s'y termine précisément en cul de sac, pour se poursuivre en direction du Sud après un décrochement vers l'Est, de 1 km environ (ce n'est pas le premier décrochement que nous constatons, qui coïncide encore une fois avec l'ouverture d'une ria, et avec un champ de fractures). En outre, il y a peu de doute que Louro et Valga soient guidés par des cassures SE-NW, parallèles à celles que l'on retrouve dans la forme des « golfes d'érosion » de Dodro et Tarrio. Enfin, le cours supérieur du rio Valga à la racine du glacis qui nous intéresse, vient de quitter une autre fracture, NE-SW celle-là, parallèle à la direction suivie par la ria de Arosa, de Puente-Cesures à Bejo.

Retenons donc, pour cette partie amont de la ria :

— l'encadrement par des éléments de surface d'érosion avec reliefs résiduels.

— la présence de glacis emboîtés dans les flancs de celle-ci, et leur coïncidence avec des roches « tendres » (originellement plus fragiles, ou broyées).

— l'importance de la tectonique, génératrice des horsts, des zones altérées, des directions générales du relief, des rivières et de la ria elle-même.

(1) Cf. analyses G 286 et G 287 faites par le C.R.P.G. de Nancy.

3) Le « Valle de Salnes » : ses paysages et ses problèmes

A partir d'une ligne Villagarcia-Cabo Cruz, la ria change d'aspect. A l'entonnoir classique succède une cuvette; l'« aber » se transforme en un « Morbihan » aux contours sinueux et fuyants, tandis que se multiplient les hauts fonds et les îles dans la ria, et que de même les reliefs isolés s'éparpillent au hasard dans l'arrière-pays au milieu des basses terres transformées en une mer de maïs. La ria cesse d'être une forme fluviatile pénétrée par la mer pour offrir une topographie de plaine bossue ennoyée. La coïncidence de ces traits avec une donnée lithologique fondamentale est évidente.

Paysage difficile à décrire que celui du Valle de Salnes ! On ne sait si les traits offrant des analogies avec la région de Porriño-Budiño (qui est faite de même granite) doivent l'emporter sur l'aspect de « *vega* » intensivement cultivée. Autant le domaine des granites à biotite du Sud paraît pauvre en dehors des alvéoles greffés sur le Miño, autant ici les terroirs donnent l'impression d'un aménagement soigneux et attentif. Mais les faits morphologiques sont masqués dans un territoire aussi profondément humanisé. Rideaux et hautains ont modifié les basses pentes. Tout se fond en une multitude de parcelles de maïs ou de vigne. Toute appréciation de la valeur réelle des pentes, de l'épaisseur des débris meubles, toute recherche des affleurements de roche en place ou de matériaux détritiques supposent de multiples parcours permettant d'atteindre ici un vallon légèrement encaissé, là un ressaut naturel ou un flanc de chemin creux. Mais on perd vite les vues d'ensemble au milieu d'un champ de maïs hauts et serrés, ou sous les couverts d'une vigne touffue.

La valle de Salnes est en bonne part fait de ces terres basses où les pentes sont très réduites, surtout à l'Ouest. Plaine, ou ensemble de vallées à fonds plats qui se confondent, tout le pays reste en général d'altitude inférieure à 60 m. Il en émerge toutefois des buttes isolées, plus ou moins élevées mais toutes bien dégagées; leur forme est circulaire ou oblongue, soulignée par des boqueteaux qui cernent leur tête chauve. Les flancs sont convexo-concaves, ou convexes; leur sommet à allure de coupole est rarement raccordé aux zones basses de façon égale de tous côtés. Entre le rio Umia et Villanueva, par exemple, s'égrènent plusieurs de ces collines, tels le Mte Setepias (109 m), celles du Trevicosa (126-100-110-101 m). Au Sud de Villagarcia, les buttes deviennent plus élevées et complexes. Leurs contours lobés, comme leur profil multi-convexe, trahissent la juxtaposition de plusieurs coupoles. Six collines jointives constituent l'ensemble du Mte Lobeira, où la plus importante culmine à 290 m. A l'Est, aux environs de Caldas, c'est ce type de relief qui l'emporte. Les plaines se réduisent au large couloir de l'Umia, ou aux amples vallons de ses affluents, comme au Sud de Portas ou de Romay ou encore le long du rio Cañon.

C'est alors que le contraste est le plus net, entre les Montes (Curras, Rabuñade, Pousadoiro) et les zones basses « bourrées » d'arène grossière; c'est là que l'on peut le mieux poser les problèmes morphologiques les plus importants de cette région : s'agit-il du dégagement, par enlèvement de leurs altérites accumulées en contrebas, de noyaux compacts ayant résisté à la désagrégation ? Apparemment oui. Mais à partir de quelle surface initiale ? La même que celle qui culmine aux alentours, au Muralla, au Castrove, au Xiabre (600 m) ? Et à quelle(s) époque(s) s'est produit le « déshabillage » de ces dômes cristallins ? Pour quelle cause et par quel processus ? Ce dernier aspect du problème sera abordé grâce aux dépôts corrélatifs conservés ici. Mais il faut d'abord tenter d'éclairer les premiers termes du problème morphologique posé par ce secteur.

Les dômes dérivent-ils d'une surface d'érosion ? On a dit l'environnement général de la région par les éléments de surface portés à 600 m. Or, que représentent les reliefs du Valle de Salnes ? Ceux qui apparaissent au bord du sillon méridien entre Caldas et Portela culminent presque tous aux environs de 180-240 m (183 au Mte Curras, 216 au Rabuñade, 178 au Cavada, 210 au Ladrido, 241 au Castelo de Siete Fontes); les mêmes cotes s'étendent largement à l'Est

de la dépression N-S entre Caldas et Cuntis, et au Sud de l'Umia jusqu'à Moraña. Il y a donc plus qu'une simple coïncidence. D'ailleurs aux environs de Villagarcia, c'est encore autour de 200 m que culminent le Pousadoiro, et tous les sommets (sauf un) du Lobeira. Si l'on se rappelle l'extension de ce niveau de croupes jusqu'au Gesteiras et au-delà en direction de Santiago, et celle d'un épicycle équivalent dans les collines schisteuses de l'arrière-pays de la Corogne et Betanzos, on se rend compte qu'il ne s'agit pas d'un phénomène local.

MM. Birot et Solé disaient, parlant du valle de Salnes : « il est possible que la vaste surface d'érosion de Cambados déjà citée représente la prolongation du même niveau (que celui situé à l'E de Caldas vers 200 m) abaissé d'une centaine de mètres. Cependant, cette hypothèse ne s'impose pas, car elle s'accorde mal avec le caractère très partiel et très local que revêt ailleurs ce cycle d'érosion, sur l'âge duquel nous ne savons rien » (1).

En fait cet épicycle n'est ni très partiel ni très local, et l'on sait qu'il a dû se développer au Miocène terminal.

MM. Birot et Solé inclinent à faire de la région un fragment de la pénéplaine principale resté déprimé, tandis que d'autres, soulevés, allaient constituer ses reliefs encadrants; la surface, « plus ou moins retouchée » en fonction des différences de résistance à l'intérieur du granite, devrait alors sa topographie actuelle à une dégradation lente (2). Nous souscrivons volontiers à l'idée d'un secteur tectoniquement déprimé, et les fractures environnantes sont plus ou moins évidentes. Que le Muralla, le Xiabre, le Castrove soient des horsts, cela est plus que probable. Mais d'autres blocs dominent aussi le niveau de 200 m, à l'Est du sillon méridien. Ce sont le Gesteiras, au Nord, l'Acibal et le Xesta, au Sud, le Castro Sevil et le Chan do Curro à l'Est; or, nous avons vu qu'il s'agit encore de horsts (cf. p. 243 à 247). Pour nous, l'aire ainsi effondrée a été entièrement incorporée dans celle de l'épicycle de 200 m (tortonien). En bref, la « plaine de Cambados » (P. Birot) serait un élément de la surface prémiocène, moins soulevé lors des mouvements épeirogéniques miocènes, retouché à cette époque, puis porté à son niveau actuel par les ultimes mouvements d'ensemble. Les conditions climatiques de la seconde moitié du Tertiaire permettaient une altération différentielle, facilitée certainement par un assez dense réseau de fractures. L'originalité du modelé du Valle de Salnes se comprend mieux si l'on envisage la collaboration de la tectonique avec l'altération. Le dégagement d'un noyau rocheux une fois amorcé, le mécanisme a dû progresser par autocatalyse. Les parois lisses des dômes échappaient à la désagrégation tandis que les zones basses à leur pied, fortement hydratées, s'altéraient et alimentaient les cours d'eau en produits de décomposition.

Notre point de vue, s'il diffère de celui de MM. Birot et Solé quant à l'importance de la dénivellation tectonique, se distingue aussi de l'opinion d'I. Parga Pondal pour lequel l'ensemble des basses altitudes du Valle de Salnes est le fait de la seule érosion différentielle. Pour lui, « l'origine de cette dépression de plus de 400 m que constitue cette région naturelle... est en réalité une gigantesque excavation due... uniquement à la très rapide vitesse de désagrégation des roches granitiques qui la constituent » (3). Dans son esprit il semble que la surface primitive fusse la surface d'érosion principale, portée à la même altitude que celle des reliefs encadrants. Les fractures ne sont pas prises en considération puisque selon cet auteur, « il s'agit ainsi, d'un exemple typique d'érosion différentielle, produit exclusivement entre deux types de granite » (4).

Mais peut-on admettre depuis les mouvements tectoniques responsables des altitudes périphériques, l'ablation de plus de 60 milliards de m³ de débris d'altération ? La plate-forme continentale ne paraît pas plus encombrée au large de la ria d'Arosa que devant le cap Finisterre, où la surface d'érosion a une grande extension vers l'Ouest autour de 400 m d'altitude. Certes les éléments fins auraient pu être exportés au loin. Mais si l'on considère que le couvert végétal forestier a subsisté jusqu'au Pontien, quel processus rendrait compte d'un tel évidement et de l'ablation des arènes grossières ? Faudrait-il admettre que cela s'est produit durant le Pliocène et le Quaternaire ? En outre on peut se demander, si cela était, comment se serait réalisé alors

(1) P. Birot et L. Solé (57), p. 49.
(2) *Ibid.*, p. 50.
(3) I. Parga Pondal (380), p. 135.
(4) *Ibidem*, p. 135.

Débitage du *granite de Caldas* par des dalles parallèles à la pente topographique. Dans la partie à l'ombre, entre deux plans de diaclase verticale, granite homogène dans lequel s'esquisse une forme de boule (Mte Rabuñade).

Forme de demi-orange ou de morne d'un petit noyau résistant dans le granite de Caldas (partie occidentale du batholite près de Villanueva de Arosa).

l'épicycle de 200 m, qui recouvre *à la fois* le granite « fragile » de Caldas et les autres roches cristallines réputées plus résistantes qui l'environnent.

Comment se fait-il, toujours dans cette optique, que les vallées de l'Ulla et de l'Umia soient devenues si dissemblables ? (1). L'Ulla franchit des horsts de Muralla et du Xiabre fort probablement par antécédence. Parallèlement à son enfoncement, sa vallée s'est élargie en une auge ample, mais qui a gardé l'aspect d'une « trouée d'érosion » (P. Birot et L. Solé). L'Umia, par contre, n'a pas créé une telle dépression linéaire. S'il était enfoncé de la même manière, l'altération du granite intrusif aurait été guidée par cet axe, et une auge évasée en aurait résulté. C'est au contraire une plaine, une surface, qu'il traverse aujourd'hui. Il est donc plus vraisemblable de considérer que l'Umia n'a pas eu à accomplir le même travail de réajustement, la région où il coule étant restée relativement déprimée pendant longtemps.

Il reste cependant hors de doute que l'altération du granite de Caldas est rapide, ce qu'il faut tenter de préciser maintenant.

4) Le curieux comportement à l'érosion du granite de Caldas et la genèse des formes de détail

Tous les auteurs sont d'accord pour admettre une désagrégation accélérée (2). Nous insisterons sur son caractère différentiel. L'opposition fondamentale, dans les paysages, est la présence de buttes aux parois souvent lisses et dénudées, apparemment faites de noyaux résistants, et de zones basses bourrées de « *xabre* » grossier. Quels éléments commandent ce contraste ?

a. ***La structure des buttes*** mérite un examen approfondi. Après étude systématique de plusieurs d'entre elles, nous croyons nécessaire de distinguer deux types de collines, les unes, plus petites et moins continues, les autres plus hautes et plus proches de l'aspect de dômes.

Les petites collines réduites à quelques mètres ou une dizaine de mètres d'envergure à l'Ouest, peuvent atteindre du côté de Caldas 60-80 m de commandement. A titre d'exemple, nous présenterons ici l'ensemble des Mtes Curras et Corrucho (Nord du kilomètre 3 de la route Caldas-Villagarcia, par la rive Sud de l'Umia). L'ossature de ce relief est constitué par l'entassement d'énormes boules, enrobées de *xabre*. Plusieurs d'entre elles mesurent plus de 5 m de diamètre (3). Le long du flanc occidental du Mte Curras, sur la moitié de sa longueur, nous avons compté six bosses rocheuses formées d'énormes boules.

Il est assez fréquent que les boules présentent un sommet assez aplati. Beaucoup d'entre elles sont entourées de petites plaquettes courbes, qui attestent que l'arrondi n'est pas dû à l'usure des coins de blocs parallélépipédiques. On en compte parfois 6 à 10 empilées et épaisses de quelques centimètres. L'oxydation les a souvent pénétrées. Les boules sont quelquefois recoupées par des diaclases rectilignes subverticales (une ou plusieurs par boule) mais ce n'est pas un cas général. En tous cas, cela ne modifie pas leur configuration. L'écartement des diaclases est de toute façon égal ou supérieur à 3 m.

On peut donc considérer que les buttes ici réalisées correspondent à des secteurs de diaclases relativement lâches, où un arrangement du granite en grosses boules ne paraît pas cadrer avec leur réseau; il semble que la topographie des buttes est en étroite relation avec l'entassement des boules du granite, qui forment maintes fois des éléments de versants.

(1) L'opposition entre ces deux vallées n'avait pas échappé à MM. Birot et Solé qui ont déjà discuté ce problème (57), p. 50.

(2) P. Birot et L. Solé (57), p. 49-50. I. Parga (380), p. 134 et I. Parga et E. Torre (390).

(3) Voici quelques dimensions (nous donnons les deux plus grandes dimensions) : 15 × 10 m; 9 × 8 m; 6,50 × 4,70 m; 4 × 3,50 m; 6,70 × 6,20 m; 5,5 × 4,40 m; 26 × 11 m; 19 × 7 m.

Avec le deuxième type de relief, celui des dômes, nous passons à des unités de deuxième grandeur. Plusieurs aspects structuraux du type précédent se retrouvent, mais ils sont subordonnés. Partons d'un exemple : le Mte Rabuñade. Plusieurs carrières ouvertes sur son flanc Ouest nous ont aidé à en analyser la structure. La pente topographique de ses versants est, en gros, commandée par des fissures qui découpent la roche dans sa partie la plus superficielle en bancs inclinés approximativement comme la pente. (Cf. photo 61/10/8, *planche XIX*). L'épaisseur de ceux-ci, mesurée en plusieurs endroits, est de l'ordre du mètre (1). En dessous, la masse granitique n'est plus aussi intensément « écaillée ». Des diaclases verticales recoupent l'ensemble sur toute sa hauteur. Leur écartement, variable, se tient entre 2 et 8 m (2), peut-être davantage. Parfois, la diaclase n'est pas simple mais constituée de quatre ou cinq feuillets de granite large de 5-10 cm formant des plaques très irrégulières et très étendues. La chance nous a permis de voir des boules amorcées dans la masse de *granite sain.* L'une d'entre elles, comprise entre deux diaclases verticales (mais non tangente), avait 7,40 m de grand axe. Les fissures parallèles aux versants apparaissent de part et d'autre de ses contours, sans l'affecter. Une autre de plus de 8 m de haut, était, elle, parcourue par une diaclase subverticale sans qu'une déformation en résulte.

Apparemment, les boules ne sont donc pas influencées par les systèmes de diaclases rectilignes. Mais alors par quoi, dans ce type de granite, sont-elles déterminées ? Il nous a été possible de prélever un échantillon de roche au sein d'une de ces boules préfigurées et un autre du granite voisin, situé dans l'angle mort créé par elle et le réseau de diaclases encadrant. L'analyse a montré de légères différences quantitatives de composition pétrographique, répercutés sur la composition chimique globale. Par contre la porosité est identique : v. Tableau XXI (3). Les dimensions des boules étant du même ordre que celles du Mte Curras, on peut se demander si les reliefs du premier type ne dériveraient pas, après ablation des « couches » superficielles, des reliefs du second chimiquement altérés « en profondeur ».

Les modalités de l'altération ou de la désagrégation qui conduisirent à la mise en valeur des boules sont d'approche délicate.

Nos observations nous conduisent dès l'abord à distinguer deux types de boules. Les plus petites, rencontrées en certains secteurs du batholite, sont associées à des zones de diaclases rectilignes denses. Leur recoupement a guidé les contours de blocs que l'altération a progressivement conduits à l'aspect de boules. Le fait est patent à la Lanzada ou au pied du Mte Curras. Mais une telle explication ne vaut plus pour les domaines où prédominent les seules diaclases verticales parmi les joints rectilignes. Car il arrive qu'elles recoupent, sans répercussion notable, des boules qui par ailleurs sont cernées de diaclases courbes, accompagnées de petites plaquettes convexes et tangentes. Nous avons noté déjà un endroit où entre deux joints subverticaux très écartés, une boule s'esquissait entourée de granite sain apparemment identique (éch. G438 et G439). On pense évidemment à une préfiguration, dans ces divers cas, par une différenciation magmatique. Des analyses au Point-Counter semblent en apporter la confirmation, sous la réserve que la composition du granite sain varie assez fortement déjà d'un lieu à un autre (c'est pourquoi les échantillons ne sont comparés qu'à très courte distance, de l'ordre du mètre et, pour une même boule, entre parties interne et externe). Par ailleurs, afin de percevoir les conditions de l'attaque par l'érosion les mesures pétrographiques quantitatives devaient être contrôlées par les analyses chimiques et les mesures de porosité.

Les résultats tels qu'ils ressortent du tableau XXI, montrent que :

1) Le rôle des plagioclases dans les processus d'altération et de désagrégation est fondamental. Les microclines restent en effet en forte proportion, que le granite soit altéré ou sain; les diminutions de leur pourcentage restent médiocres; l'importance de la biotite dans les parties extérieures des boules montre bien que ce n'est pas ce minéral qui subit le plus les effets de l'érosion chimique.

(1) Du versant vers l'intérieur de la masse granitique, les bancs mesurés avaient : 0,95 m, 0,65 m, 1,20 m, 2,70 m, 0,75 m dans une carrière; 1,50 m, 0,65 m, 0,30 dans une autre.

(2) A titre d'exemple, dans une même carrière : 2 m, 3,65 m, 4 m, et dans une autre : 2,40 m et 8,20 m.

(3) Voir éch. G 438 et G 439 (analyses du C.P.R.G. de Nancy).

Tableau XXI

Analyses effectuées sur le « granite de Caldas »

Lieux		N° éch.	Porosité	Composition pétrographique				Texture	Composition chimique							
				Q.	FP.	PL.	B.		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Mte Corrucho +	A	G 250	0,404	10	60	20	7	grossière								
	B	G 251	1,064	15	50	20	10	grossière								
Mte Curras	A	G 434	0,283	20	37	32	10	grossière	68,8	14,15	4,01	0,06	1,14	1,89	3,48	4,97
	B	G 437	0,880	30	30	26,5	13,5	hétérogène	69	17,30	3,36	0,03	0,99	1,78	2,82	4,60
	C	G 435	1,202	29	31	34	6	hétérogène	69,9	14,75	3,22	0,03	0,94	1,49	3,81	4,85
La Lanzada	A	G 269	0,298	29,7	53,6	14,3	2									
	B	G 270	0,644	28,1	43,1	23,7	5	grossière								
Mte Rabuñade	A	G 438	0,411	35	25	36	4	moyenne	69,6	16,15	1,99	0,02	0,85	2,24	2,99	4,28
	A'	G 439	0,409	28	41	25	6	hétérogène	71,4	15,35	2,49	0,03	0,55	1,64	3,43	4,43
Corrubedo	A	G 444	0,592													
	B	G 455	0,617				rare	grossière								

\+ = composition pétrographique approchée (non établie au compteur de points).
A = intérieur de boule.
B = auréole ou plaquette d'altération.
C = lisière de diaclase.
A' = granite sain hors des boules.

FP = feldspaths potassiques (surtout microcline).
PL = plagioclases.
B = biotite.
Q = quartz.

2) La porosité ne s'accroît que lentement. Elle double ou triple, certes, mais reste voisine de 1; ce fait permet de supposer que le granite de Caldas ne s'altère chimiquement qu'à une vitesse restant inférieure à celle de la désagrégation. Dès lors se comprend ce modelé où les noyaux se trouvent relativement immunisés, alors que les arènes grossières abondent.

3) L'altération chimique, telle qu'elle apparaît au travers des analyses globales est traduite par le départ des bases : Ca, K, surtout. Les conditions structurales de l'altération et de la désagrégation du granite de Caldas influencent, bien sûr, les modalités de la dénudation des dômes. La lenteur de l'altération chimique réduit la proportion d'éléments fins qui favoriserait la solifluxion; la désagrégation granulaire, relativement plus rapide, fournit une masse de débris dont il est intéressant d'estimer les possibilités d'ablation.

Actuellement, les arènes sont stables, sous couvert forestier, sur des pentes assez fortes (jusqu'à 16°). Des mesures effectuées en laboratoire pour connaître la « mécanique des sols » ont montré l'impossibilité de déplacement de ces matériaux dans les conditions de liquidité ou de plasticité (1). Les départs en écoulements boueux ou en loupes sont donc exclus; les versants ne peuvent évoluer de nos jours que par mouvement de grain à grain (creep). Il faut donc admettre que la dénudation est plus ancienne, et qu'elle fut permise par un couvert végétal plus réduit que l'actuel, permettant un ruissellement efficace éventuellement susceptible de se concentrer en rigoles.

5) Les dépôts corrélatifs du façonnement des glacis et des contours de la ria

Le « déshabillage » des dômes cristallins, l'importance des arènes accumulées à leur pied, le nombre et l'ampleur des glacis, posent le problème des conditions dans lesquelles les altérites ont été enlevées. De même l'exiguïté des vallons qui parcourent les glacis, une fois de plus constatée, suppose un ruissellement intense. Les preuves, ici, en sont encore plus évidentes qu'à Tejera (ria de Vigo) ou qu'à Budiño, et d'autant plus utiles qu'elles permettent d'affirmer l'ancienneté relative de ce processus d'érosion.

Les glacis les plus vastes, issus des flancs du Mte Castrove et de ses contreforts septentrionaux (San Mamed, Fontefria, Chandelore), s'étendent, au pied des versants inclinés de 8°-11°, avec une pente moyenne faible, de 4-5° environ. Tous ont des contours sinueux, coïncidant avec des roches assez fragiles (diorites, granite grossier hétérogène, schistes) et viennent se confondre dans l'alvéole de granite à biotite de Caldas. Les dépôts corrélatifs de leur façonnement, visibles en aval des plans inclinés, ont pu être repris par la mer ou par l'Umia. Nous les examinerons de ce fait sous deux rubriques.

a) Les sédiments associés directement aux glacis.

b) Les dépôts remaniés.

a. *Les sédiments associés directement aux glacis.*

Dans la région de *Meaño-Nantes,* s'amorce un « *valle* » ample, où la roche en place n'est affectée, à l'amont, que par l'encaissement réduit (8-10 m) de vallons insignifiants. Progressivement, on voit un colluvionnement récent, irrégulier et mince, recouvrir un pavage de quartz. Arrivé à la hauteur de *l'Empalme de Dena,* vers 40 m d'altitude, (ou à Dena, ou encore à Couto de Arriba) nous rencontrons un matériel d'épandage plus épais, sur 2 m en moyenne, avec dis-

(1) Mesures réalisées par J. M. Avenard, selon les méthodes exposées *in* (19) et (20) : teneur en eau à saturation complète = 30,1 %; limite de liquidité = 47,2 % (ne peut donc être franchie) : limite de plasticité non mesurable; perméabilité = 0,0727 cm/m).

Cône torrentiel de *Noalla*, partie basale. (Rive sud de la ria de Arosa près de Revolta).

Sédimentation kaolinique associée au cône de *Noalla*, surmontée d'un dépôt de colluvionnement.

position en lentilles très caractéristique. Des bancs de graviers ou de petits cailloux alternent avec des lits de sable fin ou d'argile sableuse kaolinique (1). Le quartz, peu usé, entre seul dans la composition des cailloux et des graviers. Vers *Fianteira,* le cône s'épaissit (6 m en coupe), devient plus grossier à la base, et reste très peu usé. Les lentilles sableuses, encore repérables, sont plus irrégulières. Malgré la proximité de la mer, cette accumulation typiquement torrentielle ne paraît pas avoir été remaniée. Les cailloutis quartzeux s'observent encore dans *l'île de la Toja* (partie Nord), où ils ne semblent pas non plus avoir été retouchés. D'ailleurs ici comme là les conditions d'abri réalisées empêcheraient une retouche importante par la mer.

A Noalla, une autre coupe, tournée vers le pédoncule du tombolo de Grove, est ouverte dans des dépôts similaires. Des graviers quartzeux mal usés s'intercalent dans une argile riche en kaolinite et forment des lits discontinus. Mais bientôt le matériel grossier surmonte massivement les produits fins; les quartz, épais, hétérométriques ravinent les argiles et les graviers (*photos planche XX*). Au dessus enfin, le colluvionnement plus récent reprend quelques pierrailles venues de plus haut. Un sol brun acide y a précédé les horizons de la pédogénèse actuelle.

b. ***Les dépôts remaniés.***

Pour préciser l'âge de telles accumulations, il est nécessaire de considérer les autres coupes, où s'observe leur reprise par d'autres systèmes d'érosion. Manifestement, à *Ronjique-Arnoja,* la mer a façonné des sédiments de même origine, issus probablement du Montefaro, relief isolé coté 158-163 m et assez proche (1,5 km). Les argiles kaoliniques et un cailloutis ont gagné la zone littorale. Leur alternance subsiste, au dessus d'un remplissage d'argile qui se poursuit sous le niveau de la mer (2). Mais les quartz, essentiellement de la taille des dragées, sont bien usés, et forment deux accumulations superposées, *à + 15 m et + 2-5 m.* L'usure est telle qu'elle ne peut avoir été acquise lors d'un transport sur 1,5 km (v. Tableau XXII). D'ailleurs, *à Revolta,* au N de Noalla, on observe aussi une terrasse étendue sur 800 m de long, 300 m de large, faite de cailloutis usés *à + 2 m + 3 m.* L'émoussé des dragées quartzeuses, moins accusé, est peut-être en relation avec l'abri offert par la presqu'île de Grove. A cet endroit, les sables sont associés aux petits fragments quartzeux. Sous ceux-ci (épais de 0,40 m) existent plus de 2,80 m de sable lité, blanchâtre, lavé de l'argile kaolinique qui l'enrobait. Vers le haut la granulométrie du sable est plus grossière, (très voisine de l'arène) que celle des sables inférieurs (3). Mais le triage est net, et la morphoscopie révèle une nette usure.

Jusqu'ici les dépôts remaniés semblent avoir subi une retouche au cours de l'Interglaciaire Riss-Wurm, au Tyrrhénien II et III (ouljien). Pourtant, d'autres coupes attestent déjà l'existence des cônes lors de l'Interglaciaire précédent. Près de l'embouchure de l'Umia, dans la *Gandara de Sisan,* c'est *à + 30 m* que les lentilles minces de galets quartzeux enrobés de sable alternent avec des bancs de sable trié. Une stratification entrecroisée permet d'y reconnaître une intervention fluviatile ou de suspecter une position d'estuaire. L'accumulation, épaisse de 4 m repose sur de l'argile kaolinique recouvrant elle-même le granite intrusif pourri. L'usure des sables et des galets pourrait être le fait de la mer ou de l'Umia. L'important est plutôt ici l'altitude à laquelle le remaniement a eu lieu; car on en peut déduire que l'apport initial des débris devait avoir lieu pour le moins au Mindel.

Entre Sisan et la mer, il est possible de noter comment ces accumulations ont alimenté d'autres terrasses. A *Carrasqueira,* vers + 20-25 m, une terrasse faite de petits galets quartzeux enrobés de sable prolonge celle de Sisan. Plus à l'aval, à *Tabueiros,* un niveau d'accumulation à + 5 m forme une petite butte boisée d'eucalyptus. On peut en inférer que les remaniements se sont succédés entre le Tyrrhémien et le Monastirien. Le tout est de savoir si c'est le même maté-

(1) Kaolinite 90 %, illite 10 %.

(2) Kaolinite 90-100 % dans deux échantillons prélevés dans les coupes de Ronjique. Au S de l'île de la Toja, sous 2-3 m d'eau et une pellicule de sable vaseux, le kaolin est également recueilli par une entreprise de briqueterie (kaolinite = 100 %).

(3) La base de celui-ci n'a pu être observée; elle se situe, en tout état de cause, en dessous du niveau actuel de la mer; le liant, fin et blanc, comporte dans sa phase argileuse 90 % de kaolinite.

riau détritique qui fut repris plusieurs fois ou s'il y eut plusieurs apports torrentiels dans la région. Il n'est pas actuellement possible de trancher cette question, mais nous inclinons à penser que les conditions favorables à l'action torrentielle ne se sont pas répétées si souvent et en tous cas pas après le « pluvial » du Mindel.

TABLEAU XXII

Dépôts corrélatifs des abords de la ria de Arosa

Tableau des résultats morphométriques

I. *Galets*

Localité	Indice d'émoussé	Indice d'aplatissement	Remarques
Puente-Cesures + 7 m .	97	1,82	quartz (sans galets émoussés ovoïdes)
Puente-Cesures + 7 m .	250	1,66	*id.* (avec ceux-ci)
Revolta + 3 m	205	1,65	quartz (les plus gros = 4-6 cm)
Ronjique + 15 m	363	2,11	quartz (*id.*)
Sisan + 30 m	315	1,50	quartz
Tabueiros	266	1,77	quartz
La Lanzada + 3 m	417	2,09	sur quartz seulement
Aduana (W) + 5 m ...	400	2,14	quartz (les plus gros 4-6 cm)
Aduana (E) + 3 m ...	393	1,66	quartz

II. *Sables*

N°	Localité	Non usés %	Subémoussés %	Emoussés %	Ovoïdes et ronds %	Rapports avec la granulométrie
D2	Revolta	8	64	20	8	assez bon triage; sable moyen
D2b	Revolta	26	54	14	6	assez bon triage; sable fin
D3	Revolta	40	60	—	—	triage moyen
D5	Aduana E	58	42			assez bon triage
D6	Aduana W	74	26			mauvais triage
D4	Aduana W	78	22			assez mauvais triage

III. *Nature des argiles* (a)

Localité	Kaolinite %	Illite %	Chlorite %
Empalme Dena	90	10	—
Revolta	90-100	0-10	traces
Ronjique	90-100	0-5	0-5
Sisan	80	20	—
Ile de la Toja	100	—	—
Aduana	50	50	—

(a) Les pourcentages n'ont qu'un valeur indicative relative, et non absolue.

On doit rapprocher ces coupes de celles qui peuvent être visitées près de *Puente-Cesures,* à la base du glacis parcouru par les rios Valga et Louro. A hauteur du kilomètre 2 de la route de Padron à Villagarcia, les tranchées ouvertes par une briqueterie montrent la roche en place, pourrie sur 12 m au moins (hauteur maximum de la plus grande coupe) *in situ* (1). A l'aval, vers + 10 m, le matériel détritique avec lits de cailloutis et de sable ou d'argile montre de fréquents changements latéraux de faciès. De fort beaux galets de type marin sont répérables à sa base, suggérant le remaniement d'éléments d'une terrasse marine ou d'estuaire. La plupart des fragments quartzeux sont cependant peu usés et ont l'aspect de polyèdres émoussés. Au dessus alternent des lentilles de graviers ou de sable, sur 0,60 m environ. Le sommet de la formation est un banc plus épais de cailloux (0,40 m) (2).

Signalons enfin que les abords de l'Ulla ne sont pas dotés du seul dépôt de Puente-Cesures. Une terrasse essentiellement quartzeuse cotée + 22 m nous a été signalée près de la *gare de Catoira* (3). L'usure bien marquée, l'inclinaison des galets vers l'amont et le continent, une disposition lenticulaire ou entrecroisée permettent d'y voir, selon toute probabilité, une accumulation *d'estuaire* épaisse de 10 m. Pour nous, l'origine des matériaux y est encore due au déblaiement des résidus d'altération apportés par les épisodes torrentiels au fleuve principal.

De la revue de ces différentes accumulations reprises par la mer, soit en plages anciennes, soit en dépôts d'estuaire, découlent en tous cas deux conclusions. Tout d'abord les formations torrentielles se sont édifiées en *phase de regression* marine, comme aux abords de la ria de la Corogne. Nous pensons qu'il existe là de sérieux indices pour les rapporter à un épisode « glaciaire » du Quaternaire ancien, Gunz ou Mindel, puisqu'*ils étaient en place au Mindel-Riss.* En second lieu, on peut établir que *le littoral de la ria était acquis dans des contours très voisins de ceux d'aujourd'hui à l'Ouljien,* comme pour les autres rias bajas. D'autres plages anciennes que celles où les débris ont été directement fournis par les cônes en complètent la restitution. Nous avons déjà, en d'autres publications, signalé celle de la Lanzada et celles de Villanueva (playa Aduana ou de Sines). Nous nous permettons d'y renvoyer le lecteur (4). Les îles même portent des lambeaux de plages ouljiennes. Celle de Arosa en compte deux qui nous ont été signalées par M. de Jong, du groupe des chercheurs néerlandais de M. Pannekoek.

Les rivages du Tyrrhénien I paraissent s'être localisés, bien entendu, plus à l'intérieur des terres. Il n'est guère possible d'en indiquer le tracé, mais la seule certitude de l'existence d'une cuvette ennoyée à cette époque est du plus grand intérêt. *La ria de Arosa existait, en tant que telle, lorsque s'édifiait la rasa de La Guardia* — et les autres rias bajas aussi, sans doute —. Ainsi se confirme notre suggestion que les rias méridionales de Galice sont bien antérieures au Monastirien. Dans ce contexte, les replats situés entre Portonovo (ria de Pontevedra) et la Lanzada peuvent causer quelque embarras. Si, comme nous l'envisageons, ils n'ont pas été retouchés par la mer du Tyrrhénien I, ils conduisent à supposer qu'une déformation des côtes durant le Riss a affecté essentiellement le secteur compris entre l'Umia et le Miño. Il va sans dire que cette assertion reste pure hypothèse.

6) La côte actuelle

La morphologie littorale d'Arosa est marquée par l'opposition fondamentale des terrains qui forment l'arrière-pays. Deux types de paysages s'individualisent, en relation avec l'affleure-

(1) Nous en avons la preuve par la présence de boules de granite entièrement décomposées, où les auréoles étaient encore bien repérables. Il est probable que le glacis s'est développé sur une zone de fracturation où interfèrent des accidents NE-SW, et la cassure méridienne entre Padron et Pontevedra.

(2) Cette coupe avait été signalée déjà par C. Teixeira (**483**), p. 43 qui y a vu une plage ancienne. Ce point de vue, partagé par nous *in* (**350**), p. 264, ne nous paraît plus justifié après un examen plus approfondi.

(3) Nous en devons l'indication à M. le Professeur A. J. Pannekoek et à ses collaborateurs.

(4) H. Nonn (**350**), p. 265 et (**352**). L. Mallada avait déjà signalé en son temps une surface de remblaiement avec abondants cailloux de quartz roulés, entre Villaspan et Villanueva, entre Lobeira et la mer (**307**), p. 398.

ment du granite intrusif ou des autres roches cristallines; deux domaines, l'un méridional, l'autre septentrional.

A. *La partie Sud de la ria*

Elle offre deux aspects étroitement associés : une côte basse rocheuse ici, ailleurs taillée dans les dépôts torrentiels; des îlots ou des buttes formant des avancées dans le dessin du littoral, et qui correspondent aux dômes du granite de Caldas. Les zones de *basses falaises* rocheuses coïncident généralement avec un granite très diaclasé et altéré. Il est facile de le vérifier au SE de Grove, à l'île de la Toja, comme aux environs de Cambados ou du Cap Corrubedo. Le trait de côte est moins net encore lorsque les matériaux torrentiels plongent doucement dans la mer transgressive. Tels les secteurs de Revolta, Ronjique, Dena. Fréquemment le littoral est frangé par un liseré de sable clair qui reste étroit et discontinu cependant. Car la sédimentation entre Grove et Villanueva est faite surtout de vase sableuse; s'y mêlent des pierrailles quartzeuses dérivées des cônes. La faible ouverture de cette partie de ria protégée par des îles et le tombolo de Grove, l'abondance des matériaux fins kaoliniques continentaux qui y ont été déposés, la reprise par l'Umia des vases du remblaiement flandrien de son estuaire, expliquent ce caractère. Le sable clair provient quant à lui des arènes évacuées par l'Umia dans son chenal, de la destruction lente des falaises de granite pourri aussi, sans doute. Mais cela représente assez peu au total, et les endroits localisant les belles constructions sableuses se situent plus près du large.

L'aspect de « Skjaergaard » (toutes proportions gardées) qui forme le second trait du paysage est le résultat de l'inégale altération du granite de Caldas. Les chicots résiduels de granite plus sain engendrent, surtout quand ils sont groupés, les principaux saillants et les *îles ou les hauts-fonds*. Un premier ensemble, le plus étendu, forme la presqu'île de Grove. Deux dômes jointifs, à l'Ouest, cotés 96 et 64 m, ont été soudés par un platier rocheux recouvert de sable (tombolo ?) à un groupe de buttes de 80 à 167 m de hauteur. Celui-ci doit à une langue sableuse d'être rattaché à la zone de basses falaises de la Lanzada. Nous allons y revenir. L'île de Salvora, plus à l'Ouest, est de nature identique. Un dôme principal (75 m) y est flanqué de deux buttes plus petites. Le groupe d'écueils et de promontoires de l'île d'Arosa offre une disposition très voisine, quoique d'altitude plus basse (30-50 m). Le « fouillis » de hauts-fonds entre l'île Salvora et le cap Corrubedo, ou entre Grove et l'île Rua, dépendent probablement de traits analogues. Ces îles ou presqu'îles diffèrent cependant des reliefs de l'intérieur du pays par une plus grande densité de diaclases rectilignes, surtout subverticales, tandis que les diaclases courbes sont absentes. Le granite y est plus variable dans sa composition aussi. Sans doute s'agit-il d'un effet de la position de ces secteurs dans la périphérie du batholite.

Les accumulations sableuses édifiées dans le domaine plus ouvert sur le large constituent les éléments les plus intéressants de la morphologie littorale du Sud de la ria. *Le tombolo de Grove* est la forme principale, longue de 2 km, large de 0,500 - 0,600 km en moyenne (de 1,1 km à son extrêmité Nord). Le sable occupe la grande plage de la Lanzada ouverte sur le large, et a permis l'édification de dunes en un cordon, parallèle à l'arc de la plage. Leur hauteur atteint 5-6 m. La végétation n'y a pas pris place de façon continue, et une zone de déflation s'étend fréquemment en arrière du cordon externe. En plusieurs endroits, on note des alignements dunaires obliques, SW-NE, qui se rejoignent en partie vers l'E pour créer l'ébauche d'un cordon interne en bordure du marais de l'Anse del Grove (1). Contrairement à ce que suppose Vidal Box (524), le sable ne peut venir que de la mer du moins pour la plus grande part. La disposition des dunes, l'opposition entre la plage sableuse externe et le marais interne en font foi. L'essentiel de l'apport sableux de l'Umia se sédimente au Nord de Grove et non au Sud. La construction du tombolo paraît en équilibre avec les houles d'Ouest et de SW, celles du fetch maximum. Les houles de NW, réfractées par la Pta Abelleira ne peuvent que se présenter également normale-

(1) Ce marais comporte les restes d'un schorre démantelé, et une slikke en cours de colonisation par les « Guaridas » (arenicola marina). Cf. Vidal Box (524), p. 45-48.

ment à la flèche littorale. Les formes dunaires se trouvent exactement perpendiculaires ou parallèles à la résultante des vents efficaces (de SW). L'âge du tombolo peut difficilement être établi, en l'absence de cartes anciennes suffisamment précises et de témoignages archéologiques (1).

La fine pointe sableuse qui s'appuie sur l'île d'Arosa et dessine une longue flèche légèrement courbe en direction de la Pta Valeiro est peut-être l'indication de l'amorce d'un autre tombolo. Son édification part ici de l'île plutôt que du continent qui n'enregistre qu'un timide amas sableux en direction de l'île. Il est possible qu'ils se rejoignent par grande basse mer; c'est du moins ce qu'indique E. Scheu (2). Le rocher de Con de Navio est déjà, lui, uni à l'île d'Arosa par un tombolo achevé, bien oblitéré de nos jours par les constructions de l'agglomération de San Julian de Arosa (3). Ces deux accumulations ont bien des similitudes : dans la position de leur racine, juste au milieu des côtes orientales des îles; dans leur direction vers l'ESE. Celle-ci est perpendiculaire à l'ouverture de la ria, comme à l'axe de son développement amont. Aussi, selon nous, il ne s'agit pas de véritables « queues de comète » : leur point d'appui n'utilise pas toute la largeur des îles, et la flèche libre reste orientée normalement aux fetchs principaux comme à la résultante des vents efficaces, au lieu de leur être parallèle. Leur position nous paraît représenter le lieu de rencontre des ondes de marée des parties N et S de la ria. La courbure de la flèche libre, (El Vado), se calque exactement sur celle que subissent les crêtes de vagues venues du N sous l'effet de la topographie sous-marine. Le fait que la progression d'une flèche libre se réalise à partir de l'île et non de la côte est peut-être lié à la large redistribution par les courants de marée des apports de l'Umia et de l'Ulla, et à l'existence de courants d'arrachement dans le secteur de Cambados (4).

Cette énumération des tombolos édifiés ou en cours de réalisation, complétée par l'indication d'un petit tombolo double enserrant une lagune entre la Toja grande et l'îlot de Pta Cabreira permet de souligner combien les processus de « simplification » de la côte ont été favorisés ici. Sans doute cela est-il favorisé par l'apport massif de débris par les processus torrentiels quaternaires ou par des fleuves actifs, responsables d'une moindre profondeur et de l'abondance de matériaux; s'y ajoute une position assez voisine du large pour que les actions littorales aient une efficacité suffisante.

B. *Le littoral de la moitié Nord de la ria*

Développé dans d'autres roches cristallines, le reste du littoral présente bien plus de similitude avec les côtes des deux autres rias bajas. La baie de Villagarcia à Carril, l'Ensenada de la Merced s'ouvrent amplement dans les schistes métamorphiques, les hauts reliefs restant à plusieurs kilomètres en retrait. Les gneiss et schistes micacés du complexe ancien localisent le profond rentrant de Rianjo. Le reste des côtes est constitué par les granites à deux micas pour tout le secteur amont décrit aux § 1 et 2 ou par des gneiss glandulaires ou non, avec intercalations schisteuses (5).

Le tracé des côtes est aussi fonction de l'exploitation de la lithologie par l'érosion continentale : les schistes de Villagarcia ont permis une convergence hydrographique au bord du bloc du Mte Xiabre; au sein du granite, on a signalé déjà la localisation des glacis avec les zones des roches les plus fragiles. A la Merced, le rio de Coroño suit un contact méridien et sa

(1) Des cartes du XVI[e] siècle, signées Ant. Fern. Ojea, portent la mention de « Grove Isla » et ne figurent pas de flèche; par contre une carte dressée en 1779 comporte le dessin d'un pédoncule plus large que l'actuel, et que celui qui est représenté sur la carte du Roi de France du XVII[e] siècle. On ne peut malheureusement accorder beaucoup de crédit à ces indications, car le dessin des côtes est partout très approximatif.

(2) E. Scheu (**454**), p. 102 indique ce fait que nous n'avons pu vérifier. Une carte de 1779 ne figurait qu'une très médiocre extension de la flèche libre. Le tombolo entre Arosa et Con de Navio était à peine esquissé.

(3) Vidal Box (**524**), p. 48 en avait déjà signalé l'existence.

(4) Indications verbales, et documentation d'archive ou inédite (plans de vagues) aimablement fournies par M. le Directeur du Service des « Obras del Puerto » de Villagarcia.

(5) Cf. carte d'I. Parga Pondal (**383**) et cartes de W. Carlé (**87**), de A. Comba Siguenza et J. M. Lopez de Azcona (**109**).

vallée s'évase dans les schistes argileux micacés. De part et d'autre du rio de Belouso, les gneiss à biotite ont favorisé une topographie continentale fuyante de croupes inférieures à 200 m passant à la baie de Carballeira par des pentes douces.

L'intervention probable de la tectonique donne peut-être pour sa part l'explication de la disposition d'ensemble. Le rentrant de Rianjo est lié également à une faille ancienne de direction NNW-SSE. L'Anse de la Merced, allongée du SW au NE doit sans doute cette forme à un accident SW-NE dont l'existence sur le continent a été prouvée par des décrochements des roches (1). W. Carlé y avait songé déjà, qui suggérait un « graben » à cet endroit (2). On voit mal comment s'expliquerait aussi sans fractures la masse des hauts plateaux de la Sierra de Barbanza, alignée du SSW au NNE, alors que les roches s'y disposent en bandes NW-SE (N 135°).

Les formes littorales sont élémentaires le plus souvent. Dans les granites intrusifs du Cap Corrubedo déjà deux belles plages adossées au continent s'ouvrent au SE et au S à Ribeira et à Palmeira. C'est la direction du fetch maximum qui en donne les conditions d'équilibre. Les vents de secteur Sud, médiocres, ne contrecarrent pas leur action, et n'édifient que des accumulations insignifiantes. L'Anse de la Merced, de Puebla del Caramiñal à la playa Barraña ou d'Escaris, offre par contre deux exemples de flèches barrant le débouché de cours d'eau. La ria San Antonio est en fait une sorte de « haff » fermé ou presque par une flèche ayant progressé du Nord vers le Sud, sur laquelle s'est installé le port de Puebla del Caramiñal. Le rio a maintenu une passe au Sud, qui permet à la marée de submerger partiellement un schorre (Junquera). L'origine du sable est semble-t-il à chercher dans les apports des rios de Barbanza et de Las Piedras, qui édifient au N de cette anse une avancée sublittorale en forme de petit delta. Le port s'est protégé par une digue de ces atterrissements. On constate que l'arc dessiné par la flèche fait front à un fetch de NE long de 6 km, alors que le fetch principal est ESE. Car le premier est secondé par les vents forts, très dominants, de NE. Il est possible qu'un mouvement giratoire des courants de marée dans la baie aient contribué au cheminement des sables vers le Sud. Enfin, la plage de Barrana offre un type classique d'arc sableux appuyé à la roche et en équilibre avec un fetch de SW. Progressivement, elle devient une flèche à extrémité libre, épaisse et couverte de dunes. Elle a dû couvrir un marais et oblige le rio Coroño à déplacer son embouchure vers l'Ouest. C'est que la partie occidentale de la plage subit l'influence d'un fetch de SSW, et les vents de même direction; elle tend à se placer face à cette orientation tandis que le champ de dunes s'élargit. A l'arrière, le marais est favorisé par la faible ventilation qui en résulte. L'extrémité de la pointe prend une configuration complexe avec saillants à la fois vers le large et vers l'intérieur, ceux-ci liés aux sinuosités du rio et au courant de flot pénétrant dans l'estuaire; les indentations internes paraissent correspondre l'une à un rocher qui a dû accrocher la flèche au début de sa progression, l'autre à la terminaison actuelle plus ou moins influencée par le courant de jusant.

Au total, la ria d'Arosa est bien, comme le dit E. Scheu, une « ria composée » (454), p. 101. A notre sens, parce qu'elle fut une cuvette tertiaire où aboutissaient plusieurs vallées indépendantes, aujourd'hui transformées en estuaires ou baies latérales amples. Surtout son originalité vient de ce qu'elle s'inscrit en grande partie dans un contexte lithologique particulier, responsable des traits du relief des côtes comme de l'arrière-pays. Si la tectonique à permis à tout un compartiment des plateaux de s'abaisser comme nous le supposons, c'est l'altération miocène qui, aidée par la proximité du niveau de base et par le moindre perchement, a permis le défoncement de la topographie initiale, l'excavation d'un alvéole où se succédèrent au Quaternaire les épisodes de façonnement continental et les transgressions marines.

La richesse des formes rencontrées ici nous console des maigres indications que nous fourniront les rias plus septentrionales.

(1) Faille NNW-SSE, de Boiro à San Mamed, reconnue par les géologues néerlandais de Leyden en 1963 et qui nous a été obligeamment signalée.

(2) W. Carlé (89).

CHAPITRE II

LE LITTORAL, DE NOYA A LA COROGNE

Cartes géol. fig. 28 et 59, planches hors texte 3, 4 et 15

Alors que le plus souvent les auteurs incluent la ria de Noya parmi les « rias bajas », nous l'avons dissociée de ses congénères. Nous en faisons aussi le point de départ d'un long tronçon de côte que nous jugeons original. Pourquoi ? De fait, au Nord du vaste plan d'eau globuleux à bords fuyants qu'est la ria de Arosa, se dessine bien un rentrant profond et tout en longueur, de Muros à Noya. Mais une assimilation de cette nouvelle ria à celles de Vigo et de Pontevedra serait abusive; les indentations adjacentes y sont en effet bien plus accusées et bien plus sinueuses; les dimensions de l'ensemble sont aussi un peu plus petites, alors qu'y débouche le fleuve le plus important de Galice occidentale, le rio Tambre. Dans son encadrement enfin, seul le bord méridional formé par la massive Sierra de Barbanza offre des traits semblables à la retombée des blocs de la Grova ou du Mte Castrove. La rive Nord, par contre, est étroitement solidaire du tronçon de côte qui conduit au Saut du Jallas.

Désormais, le littoral n'est plus aussi uniformément dépendant, dans son tracé, des accidents SW-NE. D'autres lignes de fragilité interfèrent ou s'y substituent. Les fleuves sont moins étrangers aux rias, qui par ailleurs n'occupent plus autant de place dans le développement des côtes.

A. — LA RIA DE NOYA (1)

Fig. 59, planches hors texte 4 et 15

1) Contours et genèse

La ria de Noya fait la transition entre deux domaines continentaux de style tectonique différent. On peut donc s'attendre à trouver, outre des aspects distincts de l'amont vers l'aval, une opposition assez forte entre les deux rives. Dans le sens longitudinal, nous distinguons trois secteurs. La partie amont, très ramifiée, présente l'aspect d'un système de vallées ennoyées. Les bras de mer ne sont pas anormalement hypertrophiés; leurs sinuosités semblent directement

(1) Les cartes désignent fréquemment cette ria du nom des deux ports principaux qui s'y trouvent : « Noya y Muros ». Noya se situe sur un diverticule interne, à l'écart du chenal principal qui écoule les eaux du Tambre. Muros a des activités maritimes plus importantes, mais il est trop externe déjà pour donner seul son nom à la ria. Nous dirons ici « ria de Noya » pour des raisons de pure commodité.

LÉGENDE DES ESQUISSES GÉOLOGIQUES

CARTES n° 11, 28, 39, 47, 52, 59, 68.

1) TERTIAIRE & QUATERNAIRE

- sédiments néogènes et quaternaires
- marnes aquitaniennes

2) ECTINITES PROPRES AU N.W. DE LA GALICE

- schistes d'Ortigueira
- gneiss à grenats
- gneiss mylonitisés
- charnockites à amphibole, grenat, hypersthène
- éclogites

3) ROCHES A ELEMENTS BASIQUES DE L'W. DE LA GALICE

- amphibolites
- pyroxénites, serpentinites
- gabbros, norites
- a) gneiss alcalins fins
- b) gneiss alcalins grossiers
- gneiss & granites hyperalcalins amphibolitiques, à riebeckite, ferrohastingite
- schistes & gneiss (migmatites)
- intrusions basiques

4) ECTINITES & MIGMATITES DE L'W. DE LA GALICE

- schistes de Bergondo & d'Ordenes (embréchites ?)
- a) schistes sériciteux
- b) schistes sériciteux à passées grèseuses
- schistes métamorphiques
- schistes & gneiss migmatitiques
- gneiss oeillés (et glandulaires) à biotite, parfois amphibolitiques
- granites gneissiques (2 micas, à orthose) = anatexites

5) GRANITES SYNTECTONIQUES

- granite à 2 micas, orienté
- granite non orienté (à 2 micas, grain moyen, homogène)
- a) granite à grain fin - b) aplite

6) GRANITES INTRUSIFS ET DIORITES

- granite de la Corogne a) grossier, hétérogène b) homogène, grain moyen
- granite type Pindo, et Traba (à biotite) riche en quartz
- granite à biotite (Caldas, Porriño)
- cornéenne
- granodiorites, granites trondhjémitiques

7) TERRAINS CAMBRO-SILURIENS (GALICE ORIENTALE)

- ollo de sapo (conglomérat infra-cambrien ?)
- schistes argileux, sériciteux, ardoisiers...
- schistes gréseux
- a) calcaires
- b) quartzites
- grès

- failles — fractures probables
- filons de quartz — pendages
- plongement des couches
- Limites d'affleurement: sûres / probables

Esquisses établies d'après les cartes d'I. PARGA PONDAL, J.M. LOPEZ de AZCONA, NAVARRO, E. DEN TEX, IRSINGER, BALLI, VON RAUMER, et observations personnelles.

Echelle

0 2 4 6 8 10 Km

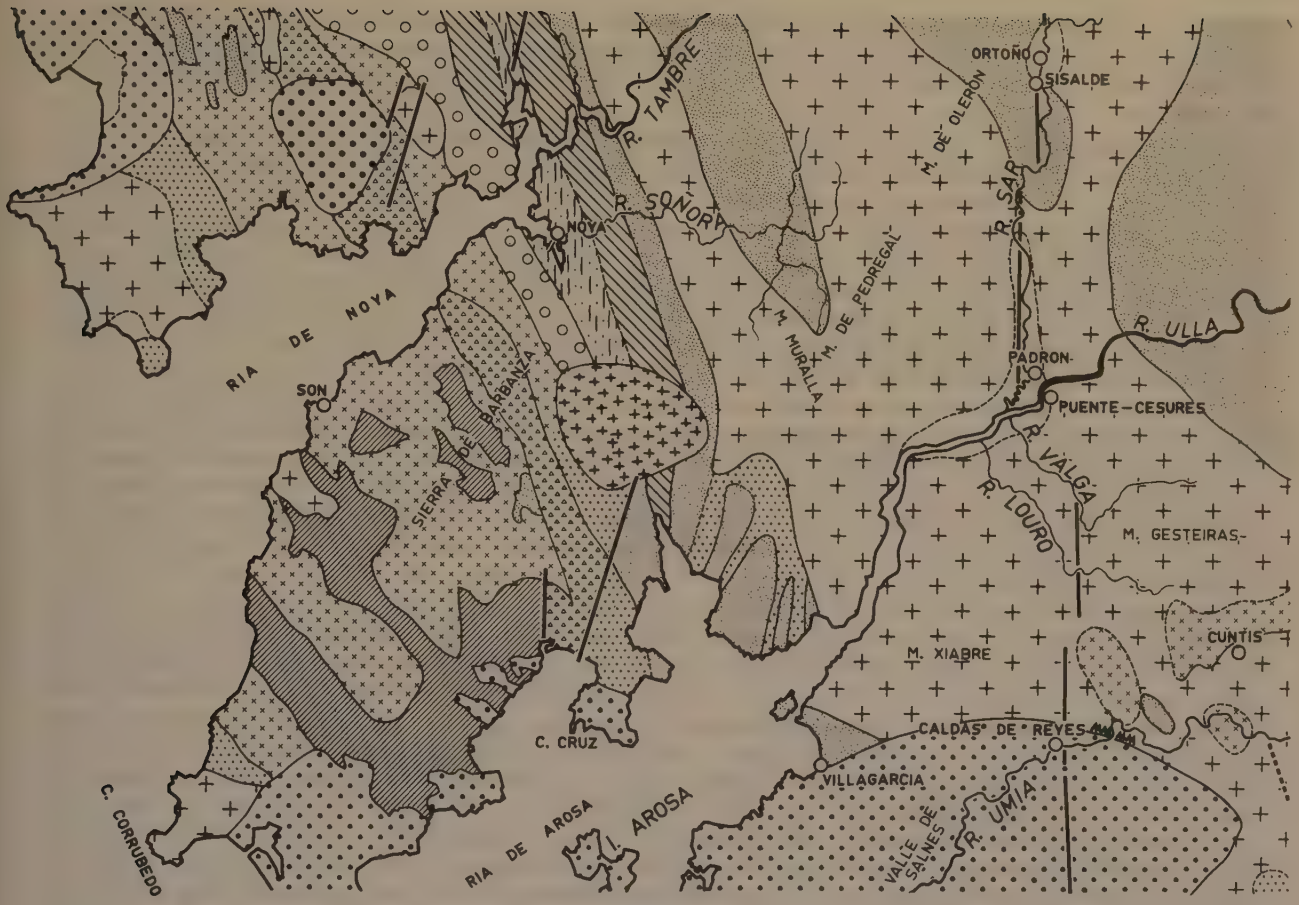


Fig. 59

provenir de celles des cours d'eau envahis. A partir d'une ligne tirée entre les caps de Cabeiro et Castriños, ces traits se modifient. La ria, unique, s'élargit et atteint 5,900 km. En même temps, les isobathes qui jusque là révélaient l'existence d'un talweg net jusqu'aux profondeurs de — 30 m s'écartent, au point que les cotes de — 20 m collent aux rivages, laissant des cotes de — 30 — 40, puis — 40 — 50 occuper presque toute la largeur du bras de mer. Or, la configuration de l'arrière-pays ne justifie aucunement cette disposition. Enfin, une fois dépassées les pointes de Sofocho (Abuin) et du Mte Louro, on hésite à qualifier la zone immergée. Est-ce encore la ria ? La topographie sous-marine cesse d'être régulière; des hauts fonds (rochers Baya par ex.) donnent aux isobathes des tracés aussi compliqués que devant la côte entre le Mte Louro et le Cap Finisterre. Une incurvation des lignes de profondeurs — 50 à — 80 m vers l'axe de la ria suggère la persistance d'un talweg ennoyé, et le changement d'orientation des côtes au long de la Sierra de Barbanza est très progressif. Mais du point de vue de la dynamique littorale, ce secteur est entièrement sous la dépendance du large. Aussi l'examinerons-nous en dehors de l'étude de la ria.

Comme les rias plus méridionales, celle de Noya s'inscrit dans une structure « transversale ». Les affleurements se disposent en bandes NNW-SSE, avec des différences de résistance bien marquées surtout à l'amont. Plusieurs aspects du secteur interne s'expliquent par le jeu de l'érosion différentielle. Les baies adjacentes de Noya au Sud, de Outes au N, s'inscrivent dans une bande de schistes et gneiss à grain fin qui succède à des gneiss œillés ou glandulaires. Elle est exploitée dans toute sa largeur au N, grâce à la convergence des rios de Santabaya-Tines et de

Rial; aux environs de Noya, la bande schisteuse est moindrement affouillée par le rio Tallara, qui vient de régions peu élevées, et devient plus irrégulière, mêlée de gneiss feldspathiques fins à biotite (1). La vallée n'en est pas moins évasée, avec des versants tapissés d'épais produits d'altération.

A l'amont d'une ligne Ribademar-Orro-Cruido, l'estuaire ennoyé du rio Tambre traverse en sinuant un affleurement de gneiss glandulaire plus résistant séparé du granite à deux micas par des passées de schistes migmatitiques (2). A l'aval, un rétrécissement (entre les Ptas del Requeixo et Testal) correspond à une large bande de granite à deux micas, tantôt massif et équigranulaire, tantôt gneissique et de couleur sombre (3). La coïncidence n'est toutefois pas parfaite, et l'ample baie de Sabardes (au N) s'y développe pour moitié. Quoiqu'il en soit, il faut attendre que soient franchis les gneiss glandulaires, toujours résistants, qui arment les Ptas Uhia et Portosin pour qu'un élargissement notable apparaisse. Jusque là, comme l'avait déjà remarqué H. Schurtz, la forme primitive d'entonnoir est assez bien conservée (4).

Au-delà, un net contraste se marque entre les deux rives. Au N, la disposition devient très articulée (5), à la faveur de passées de gneiss fins micacés dans l'Ensenada de Esteiro, d'inclusions schisteuses dans celle de Bornalla. Sur la rive Sud, les indentations sont moins marquées, et seules les baies d'El Son et de Arnela correspondent à des affleurements schisteux au sein du granite (6). Car le volume montagneux à exploiter est bien plus important sur la rive méridionale que sur la rive septentrionale, où les plateaux ou les reliefs élevés ne s'avancent jamais à plus de 1,5 km des rivages.

En aval de l'Anse de Bornalle, les contours sont d'interprétation plus difficile. L'arrière-pays devient plus massif et il n'est pas rare de voir des versants de plus de 200 m de commandement tomber dans la mer sans transition. La roche est partout désormais le granite grenu, équigranulaire, à deux micas. Pourtant on y note le rentrant profond qui forme la baie de Muros, et un autre presque aussi important, l'Ensenada de San Francisco. Ce dernier peut encore dériver partiellement d'une inclusion schisteuse, visible à Louro, mais pas la rade de Muros. L'examen de carrières nous a suggéré que des variations dans l'écartement des diaclases pourraient être aussi responsables de ces indentations (7). Pour W. Carlé, la côte entre les Ptas Louro et El Cabo dériverait d'un abrupt de faille à regard ESE (8). Aucun indice n'étaye cette hypothèse, sinon d'une part l'existence, plus à l'intérieur, d'une ligne de fragilité qui lui serait parallèle et qui court de la playa de Louro à Burleo révélé par l'hydrographie, et d'autre part la proximité de profondeurs de — 20 m au pied des falaises. A ce compte, il n'y a pas de raison pour ne pas interpréter aussi comme un talus dérivé de fracture le tronçon de rive Sud, à partir del Son.

Nous voici donc conduit à envisager, pour l'origine de la ria, une provenance tectonique, à l'instar des autres rias bajas. W. Carlé l'admet implicitement, et P. Birot et L. Solé souscrivent à cette opinion, tout en notant le manque d'indices (9). Nos recherches, infructueuses sur ce point, ne nous permettent pas d'apporter d'éléments nouveaux. Nous sommes tenté de rallier le même point de vue pour justifier les cinq à six kilomètres de largeur de la ria à l'aval

(1) J. von Raumer (**529**), p. 176 et carte, p. 173.

(2) Ces gneiss permettent aux interfluves d'être plus amples et relativement élevés (180-200 m).

(3) J. von Raumer voit dans ces gneiss sombres des dérivés d'un granite porphyroïde antérieur, fortement biotitique, qu'a pénétré le granite de Barbanza rattaché au type dit « de Lage » (**529**), p. 177. Pour J. M. Lopez de Azcona et A. Comba-Siguenza, ce seraient des diorites à biotite (**290**). Tel est le cas au moins entre Portosin et Boiro (kilomètre 71,5).

(4) H. Schurtz (**459**), p. 66.

(5) J. Casas Torres (**195**), p. 564.

(6) W. Carlé l'avait déjà signalé pour la plage del Son (**89**), p. 326.

(7) Toutefois, il n'est pas exclu qu'un accident NW-SE ait guidé le rio Catalan et formé l'origine de la côte, de Portugalete à la Pta El Cabo.

(8) W. Carlé (**89**), fig. 3.

(9) W. Carlé (**89**), et P. Birot et L. Solé (**57**), p. 55 : « on peut attribuer une partie de la ria de Noya à un fossé tectonique assez ancien pour que les escarpements de faille aient été oblitérés ». Ajoutons cependant que, à la différence des autres rias bajas, elle ne correspond à aucune des lignes sismo-tectoniques qu'à désignées Rey Pastor ; cf. carte *in* (**232**).

des baies de Bornalle et del Son; pour nous il s'agirait d'un « graben ». La partie amont serait un estuaire ennoyé qui aurait été guidé par une fracture entre la Punta Testal et El Son. Car il ne faut pas perdre de vue que si les affleurements se correspondent assez bien d'une rive à l'autre, il y a une nette dissymétrie entre les deux versants, et la Sierra de Barbanza est incontestablement un horst. Dans cette hypothèse, l'âge des accidents tectoniques ne peut évidemment pas être précisé et serait à tout le moins assez ancien. Notre conclusion à propos de la Sierra de Barbanza (chap. III B de la IV[e] partie) était identique.

Sur la genèse et l'évolution de la ria en tant que forme d'érosion, notre interprétation ne disposera pas non plus de beaucoup d'éléments. Certes les versants sont partout évolués et l'altération chimique tertiaire a permis comme ailleurs la réalisation de glacis. Les plus beaux sont situés entre Noya et le pont de Don Alonso, au fond de la ria. Le matériel apporté a alimenté une terrasse, cotée à + 20 m près de *Barro*. Comme à l'accoutumée, c'est une accumulation presque uniquement quartzeuse (galets de 1-3 cm et 6-8 cm surtout) où les éléments ont été en général usés (pour la taille de 6-8 cm, émoussé 1 de 266; émoussé 2 de 331; aplatissement médian : 1,72). Le liant sableux est lui aussi fait de grains de quartz (80 %), ferruginisés et corrodés dans la proportion des deux tiers. Des feldspaths très altérés facilement écrasés sont présents, mais plus rares (18 %) (1). Sur les quartz, l'usure est presque nulle (82-96 % de non-usés), malgré un triage assez net. Apparemment, l'attaque des quartz traduit l'ancienneté des débris qui ont été repris par des eaux probablement fluviatiles (2). D'autres paysages de glacis en arrière des baies de Sabardes, de Esteiro, de Bornalle sur la rive N, peuvent être observés en concordance avec des zones de contact lithologique, parfois de broyage. Aucun dépôt résiduel cependant n'y a été retrouvé, sinon, comme à Poyo, un colluvionnement localisé. Pré-tyrrhéniens si l'on en juge par le dépôt de Barro, ces glacis se rattachent sans doute à l'épisode géomorphologique du Quaternaire ancien.

Le système fluviatile du Tambre inférieur était-il déjà ennoyé lors du Grand Interglaciaire ? A Barro, l'usure réduite des sables et celle, modeste, des galets, pourraient à la rigueur correspondre à une action marine de zone abritée, quoique nous soyons plus enclin à admettre une retouche fluviatile. Les seules plages anciennes de la ria se situent sur *l'île de Quiebra*. H. Franz y a observé des cailloutis usés, bien arrondis, surmontés d'un sol brun ancien et d'un sol récent de type « ranker », contenant des poteries romaines (3). A. Guttierrez de Velasco, dans un travail inédit qui est une contribution à l'étude de la géographie locale de Noya, apporte d'autres précisions. Dans une coupe située à l'Est de l'île, des galets bien ovoïdes (grossiers vers le haut, plus petits et mêlés à du sable à la base) forment une première accumulation perchée de 0,50 m au-dessus du niveau de la mer (4). L'étendue de ces dépôts couvre 48 m^2; on y rencontre des granites, des gneiss et des schistes; 0,65 m de sol humifère les surmontent. Au NE de l'île, on retrouve une formation caillouteuse identique à + 2 m; ce lambeau de cordon (24 m^2) est recouvert de 0,40 m de « head », ou colluvium, et de 0,40 m de sol. Il est probable que les masses de galets que l'on rencontre au NE, à l'Est et au Sud de l'île au niveau des mers actuelles, où ils tapissent une partie des estrans, proviennent de ces accumulations ouljiennes. On les voit « sortir » à la racine des plages, de dessous un sol noir humifère (5). Près de là, entre les baies d'Esteiro et de Bornalle, on peut voir encore deux autres endroits où une plate-forme d'abrasion ancienne est réentaillée par celle que la mer réalise actuellement.

Ainsi, il y a toutes chances pour que la ria de Noya ait déjà eu une configuration voisine de l'actuelle lors de l'Interglaciaire Riss-Wurm, ce qui n'a rien pour surprendre. La phase

(1) Ils se présentent en grains « roulés » qui paraissent résulter de boules de débris feldspathiques réamalgamés autour de fragments quartzeux.

(2) A. Guttierez de Velasco, professeur à Noya, avec lequel nous sommes entré en relations, considère ces sédiments comme un éluvium; dans une coupe qu'il nous a indiquée, un colluvium récent, surmonté d'un horizon humifère, les fossilise sous 0,50 m de débris.

(3) H. Franz (165), p. 57.

(4) Au-dessus de cet endroit, à + 5 m, A. Guttierrez de Velasco a relevé la présence de galets identiques, inclus dans un colluvium noirâtre et remaniés par lui. Ces indications, comme celles qui suivent nous ont été aimablement communiquées par A. Guttierrez de Velasco lui-même (*in litteris*).

(5) L'île n'a que très localement plus de 20 m d'altitude, dans sa partie centrale.

ultérieure d'évolution notable est représentée par des coulées de head dans les zones schisteuses, surtout sur le flanc de la Sierra de Barbanza : coulées de blocailles, ou masses de limon avec minces lits de galets ou de graviers sont les deux aspects, souvent superposés, de ces apports périglaciaires (Wurm probable). Les falaises s'y inscrivent sur 5-6 m de hauteur. A la Arnela et El Son (cimetière), on rencontre des coupes tout à fait caractéristiques.

Au total, le Tambre et ses affluents nous semblent responsables de la moitié amont de la ria; un graben ancien pourrait expliquer la seconde moitié, plus ouverte. L'arrivée du fleuve dans cette dépression peut elle aussi être considérée comme assez ancienne. On a pu voir plus haut que le Tambre en amont de son estuaire était antécédent à la fracturation et au relèvement des blocs couronnés par les surfaces d'érosion éogènes. D'autre part l'érosion régressive du cours d'eau a fait remonter la zone des chutes de plusieurs kilomètres vers l'intérieur du pays jusqu'à ce que la lithologie ait bloqué ce recul. Cela signifie que les traits majeurs du relief n'ont guère subi de modifications très récentes sous l'effet de la tectonique. Si l'on admettait que les « rapides » du Tambre lui étaient dus, on devrait penser à une « zone de flexure » localisée en amont de Noya, distincte de celle que l'on peut soupçonner plus au Nord (Cuenca du Jallas) où elle avoisinerait la côte (on en discutera p. 342). Si cette dernière se poursuit jusqu'à la ria de Noya, elle peut être responsable d'une accentuation de la pente sous-marine entre -50 et -70 m, précisément sur le méridien du tronçon de littoral courant du Mte Louro à la ria du Jallas (1). Si déformation récente il y a eu au long de cette côte, on en trouverait là un écho assourdi. Encore doit-on penser que le profil topographique actuel ne reflète pas forcément celui qui existe dans la roche en place, sous les sédiments prélittoraux.

2) La sédimentation dans la ria et les accumulations côtières

a. **La vase** occupe deux secteurs étendus dans la ria. Leur extension est directement en rapport avec les conditions d'abri. La zone la plus externe se situe en arrière de la presqu'île de Louro jusqu'au delà de l'île de Quiebra; elle couvre dans ce tronçon plus de la moitié Nord du bras de mer et se rapproche progressivement de la rive Sud jusqu'à avoisiner Portosin. Seul un liseré côtier de sable ou de graviers provenant de l'altération des roches encadrantes suit la côte septentrionale du Mte Louro à la Pta Uhia. Cette disposition surprend quelque peu si l'on songe que la ria de Noya n'est pas aussi abritée des houles du large que les rias bajas, en avant desquelles des îles forment obstacle. On comprendra mieux toutefois la présence de la vase en examinant les plans de vagues de SW; sous l'effet de l'irrégularité des fonds aux abords de la rive Sud (rochers Baya et Moyedor, puis Agostin et Filgueira), des brisants se forment et les trains de vagues tournent de SW-NE à W-E pour aborder à la perpendiculaire la playa de Coira, au S de Portosin (2). L'agitation des eaux est donc maximum dans cette partie méridionale de la ria, et minimum dans la convexité du mouvement tournant (*cf. fig. H. T. n° 15*).

Le second domaine vaseux correspond, comme il est logique, à la partie la plus interne de la ria; les ramifications de Noya, de l'anse del Engaño, comme le cours du Tambre sur quelques kilomètres de part et d'autre du pont de Don Alonso, sont remplis de vase qui découvre à marée basse ou forme des schorres. Seul le chenal principal du Tambre est le lieu de bancs sableux égrenés au long de ses sinuosités. On observe couramment deux schorres distincts. L'un (le plus haut) arrivé à son terme, est maintenant devancé par une zone plus basse, en cours de colonisation. La slikke lisse occupe toutefois la plus grande partie du secteur interne de la ria, hormis l'anse del Engaño jusqu'au banc de la Misela. Autour du port de Noya, les sédiments vaseux sont plus encombrés de fragments grossiers apportés par le rio Traba. La force réduite

(1) La cote 20 m est à près de 6 km du pont de Don Alonso, celle de 40 m à 7,200 km, celle de 60 m à 7,600 km.
(2) Ce plan de vagues établi par le service du groupe de ports de Noya, nous a été aimablement communiqué et commenté (v. bibliographie G 3).

des courants de marée favorise elle aussi le dépôt des vases : 0,60 m/sec (0,93 max.) pour le flux, 0,40/sec (0,86 max.) pour le reflux (1).

Analysée aux rayons X, la fraction fine de la vase actuelle du fond de la ria se révèle formée de kaolinite, d'illite et de vermiculite; mais les diagrammes obtenus sont trop médiocres pour que des pourcentages puissent être établis. Nous ne tirerons de ce fait aucune conclusion quant à l'origine de ce dépôt. La teneur nulle en CO_3Ca inciterait plutôt à supposer une provenance continentale (0 %).

b. **Le sable** s'interpose entre ces deux secteurs vaseux, en formant un banc soudé à la rive méridionale à hauteur de la *Pta Testal*, et libre à son autre extrémité (banc de la *Misela*). Il découvre à basse mer, une sorte de *mid-bay bar* faisant face au large. Sa position répond aux conditions habituelles d'atténuation des houles; profondeurs inférieures à 5 m, amorce d'un coude de la ria, rencontre avec les eaux du Tambre et des rivières annexes interviennent ensemble ici. Le matériel provient pour l'essentiel des apports fluviatiles, mais sa redistribution est le fait de la mer, dans un méandre du chenal. La partie émergée apparaît superposée au banc de la Misela, et résulte de conditions différentes. Elle ne forme qu'une avancée modeste, dite playa de Testal. C'est une flèche sableuse à extrémité libre ,à crochets successifs, avec migration classique du *fulcrum*. Le cordon le plus ancien, allongé vers le NE, est aujourd'hui le lieu de dunes fixées. Un second alignement dunaire prend le relais, devancé à son tour à partir de l'amorce de sa courbure par une troisième série de levées, en forme de patte d'oie. Ses pointes les plus anciennes, avec petites dunes, se trouvent en effet isolées de la mer par de petits crochets de sable libre que commence à piqueter seulement quelques touffes de végétation, ou que recouvre encore la haute mer. On décèle à très grande basse mer l'amorce d'un quatrième cordon, toujours subparallèle à la pénétration du courant de marée montante. L'ensemble a près de 900 mètres de long dont 600 dans l'alignement SW-NE, et 300 pour la zone des crochets successifs. La construction se présente donc comme défilée au fetch maximum de SW, et gagne le NE, vraisemblablement sous l'effet du cheminement du sable au long de la côte méridionale, soumise, on l'a vu, aux houles les plus fortes. De toute évidence, il s'agit d'une construction subparallèle à la côte, se détachant à un endroit où celle-ci forme un rentrant. Le sable apporté par une dérive est dévié vers la rade de Noya peut-être par suite de l'obstacle du courant du Tambre qu'il rencontre dans sa progression; par suite également de la résultante des vents susceptibles de l'intéresser (presque N-S). C'est donc une forme littorale très classique dans sa genèse (2).

Toutes les autres accumulations sableuses de la ria sont plus en aval, et en majorité sur la rive Sud. A 2,5 km de la Pta Testal, la Playa *Caballo* est constituée par un système de pouliers en chicane. La flèche partant du NE forme l'essentiel de la plage — 400 m —, et porte un alignement dunaire. La chicane opposée n'est encore visible qu'à basse mer. La disposition semble dériver de la traversée, à son extrémité SW, d'une simple accumulation de fond de crique par un rio longeant le versant S, et non d'une progression de cordon vers l'aval de la ria. La plage est en équilibre avec les vents dominants en ce lieu (de NW), le fetch jouant peu ici (max. 2,7 km de N). De là à la plage de Coira, au S de Portosin, le sable ne vient former que des estrans irrégulièrement étendus entre des platiers rocheux, voire en arrière de ceux-ci quand ils s'avancent assez loin dans la ria (Pta de Castro). Rappelons que ce secteur est en effet assez battu par les houles de SW qui l'abordent de front. La playa *Cedeira*, entre Portosin et El Son, est constituée par un cordon barrant un rio. Cette fois la déviation de celui-ci, sur 700 m, révèle un progrès de l'apport sableux en direction du SW; la flèche à son extrémité libre comporte en outre l'amorce d'une seconde construction en avant de l'ancienne occupée par les dunes. On doit admettre, sans doute, que les houles qui se heurtent au tronçon de côte de Portosin décrivent dans cette anse un mouvement de retour, prolongé par le courant de jusant. Le dessin de l'arc sableux est dissymétrique, la concavité maximum fait face au NNE, ce qui est un compromis entre les effets du fetch local (de NE) et ceux de la résultante des vents forts (de

(1) Bibliogr. **G 3**. Ces données sont extraites d'un rapport établi pour les travaux dans la zone portuaire de Noya. Les affluents du rio Traba ont en effet un profil en long très tendu, avec des ruptures de pente sensibles (deux cascades sur le rio Justo, une sur le rio Soñora). Ils apportent des galets et du sable.

(2) On trouvera des similitudes avec des constructions comme le sillon des Anglais, ou la flèche Saint-Jean, en rade de Brest, décrites *in* (**199**), p. 34-36.

NNW). Mais la plus grande longueur, en arrière de laquelle se trouvent les dunes, est tournée face au NNW, faisant front aux vents dominants et à un fetch secondaire de 5 km. La côte Sud comprend enfin un petit tombolo à l'Ile d'Agueira. L'île est reliée à la falaise continentale par une langue sableuse qui semble engendrée par le tourbillon décrit à propos de la plage Cedeira voisine.

Sur la côte Nord de la ria de Noya, l'*Anse del Esteiro* mérite seule une analyse, les autres criques n'étant que des lieux d'accumulation embryonnaires. L'anse comprend en fait deux plages. L'une, celle de *Parancan*, tourne la concavité de son arc au SW; un cordon long de 300 m, portant des dunes réduites encore mal fixées, obstrue la sortie d'un arroyo obligé de chercher un passage plus occidental (A° Cernadas). Il n'y a cependant pas ici de véritable flèche. C'est une levée sableuse de crique; la déviation du rio est due à ce que la partie orientale de la plage est mieux alimentée en sable par suite de son exposition face à l'ouverture de la ria que la partie occidentale, défilée derrière la Pta Formilla (vents et fetch de SW). Le débouché du *rio Mayor* à Esteiro, par contre, est un poulier barrant un estuaire, large de près de 100 m. Un champ complexe de dunes l'occupe. Alignées en trois rangées successives près de la pointe, défigurées par la déflation au contraire près de la racine, les dunes peuvent atteindre 5 m de hauteur. Pourtant, l'exposition de la zone estuarienne est particulièrement abritée sauf des vents de SE et SSE, assez peu importants. L'accumulation progresse en direction du SW, déviant le rio Mayor. Comme cela renouvelle la situation rencontrée à la plage précédente, il y a tout lieu de penser que l'Anse d'Esteiro dans son ensemble est le siège d'un mouvement giratoire des eaux, constamment dirigées d'E en W (le flux heurtant l'île de Quiebra et la Pta Uhia y dessinerait un contre-tourbillon; l'anse est abritée par ailleurs de courants de reflux).

Tout compte fait la ria de Noya, si elle recèle des formes littorales actuelles de quelque intérêt, n'apporte guère d'éléments fondamentaux pour préciser sa genèse et son histoire morphologique. Sa position de transition nous conduit à le regretter.

B. — LES CÔTES FACE AU LARGE, DE PART ET D'AUTRE DE LA RIA DE NOYA (du cap Corrubedo à Corcubion)

Le littoral, exposé directement aux houles du large, offre à la fois variété et problèmes. Parmi les principales formes, se signalent les accumulations sableuses actuelles. Quoique simples, elles sont dignes d'intérêt. Les falaises vives, d'abord réduites à des caps peu importants jusqu'au Massif du Pindo, deviennent prédominantes plus au Nord. Curieuse modification qui est loin de cadrer avec le volume montagneux environnant ! En même temps, les côtes s'articulent davantage; il faut tenter de savoir pourquoi. Enfin, entre Muros et l'embouchure du Jallas, une « *rasa* » se développe, dont il importe de discuter l'origine.

1) Les côtes sableuses

Large de 5 km, la *plage de Carragal* forme l'essentiel de la terminaison SW de la Sierra de Barbanza. Son cordon ferme une lagune importante qui a pu s'étendre dans un affleurement de

granite grossier intrusif (1). La zone littorale vient apporter une limite régulière à une région de relief confus, fait de coupoles granitiques surbaissées, dénudées, de quelque 15-20 m d'altitude relative, où les diaclases, selon leur densité, morcèlent plus ou moins les pentes de ces « dos d'éléphants » (2). Le sable couvre déjà un plateau rocheux le long de la pointe Sud (plages avec dunes del Castro, de Aguiños) et s'accumule en minces placages dans les infractuosités des Ptas Perico et Bravo. Mais presque aussitôt une première lagune se trouve entièrement verrouillée (3); puis c'est le tour d'un autre étang, plus vaste, qu'un « grau » fait communiquer avec la pleine mer. Il n'a à traverser d'ailleurs qu'un cordon assez bas quoique large de 600-700 m. Les dunes n'y ont guère de relief; l'accumulation éolienne ne prend de l'ampleur que dans l'angle Nord de l'ensemble, avec un massif dunaire de 20 m d'altitude non fixé, situé près du débouché de la lagune. La limite externe de celle-ci comporte aussi des dunes isolées, hautes de quelques mètres. Ce sont des restes d'un cordon longitudinal démantelé, dont l'alignement reste cependant décelable encore sur les photos aériennes récentes. Des comparaisons faites entre ces photos, la carte topographique au 1/50 000 de 1943 et une carte marine de 1919 permettent de considérer l'ensemble comme assez stable. La concavité générale tournée vers l'WSW est en équilibre avec les houles du large d'W et de SW; leur médiocre fréquence justifie que la côte ne soit pas plus battue. Comme d'autre part les houles de NW ne l'abordent qu'après diffraction sur le Cap Corrubedo, leur amortissement facilite le dépôt des sédiments (4). La localisation des principales dunes riveraines de l'étang ou de son exutoire répond à l'exposition aux vents de secteur Ouest (résultante de WSW); celle de la partie N à ceux de secteur Sud (abri du cap Corrubedo, résultante de SSW).

Au Nord du Cap Corrubedo, il y a encore un secteur long de 10 km où la côte reste assez basse et alternativement rocheuse et sableuse. Les pointes sont d'abord faites de granite à grain moyen, avec xénolites, à disposition ordonnée, rattachée par J. von Raumer au type « Lage » (5), puis de granite orienté gneissique à deux micas. Les plages se logent dans les affleurements de migmatites, puis de schistes micacés. Celle de *Portiños* occupe une crique et se termine par une accumulation de sable dunaire qui vient couvrir le pédoncule rocheux du Cap Corrubedo (faux tambolo). Un cordon de dunes est plus continu au fond de la plage d'*Espiñeirido*. Plus au Nord, on retrouve des lagunes en arrière d'une barrière dunaire (Muro, Juno). Tout ce tronçon, directement atteint par les houles de NW, s'oriente face à cette direction. Le barrage des rios est effectué par une progression des sables en direction du Nord, sous l'impulsion d'une dérive locale dans ce sens probablement. Mais nous avouerons notre ignorance de ce qui pourrait la justifier.

Au N de la Pta Rio Sieira et jusqu'à El Son, la côte devient plus abrupte, car les reliefs de la Sierra de Barbanza approchent les altitudes de plus de 400 m à moins de 2 km des rivages. Il s'agit surtout de falaises rocheuses avec de petites criques sableuses, ces dernières s'installant dans des bandes de schistes micacés entre des pointes de granite gneissique. Mais le fond des criques est trop abrupt pour que les phénomènes éoliens aient quelque ampleur. L'arrière des plages est entaillé dans des dépôts de pente périglaciaires comme on l'avait déjà vu à la Arnela près d'El Son.

Au N de la ria de Noya, la régularisation de la côte par les apports sableux reprend de l'importance. Une anfractuosité du rivage rocheux dans laquelle débouche le rio Longarelo a été recoupée par une flèche sableuse, appuyée largement sur le *Mte Louro*. Elle a réussi à former une lagune dont le rio ne sort guère qu'aux grandes marées et en période de hautes eaux (hiver). L'accumulation se décompose en une plage et un champ de dunes compact aux deux extrémités, discontinu au centre Nord de la barre, là où le rio maintient son « grau » sinueux. Le coude que ce dernier dessine vers le Nord et la largeur décroissante de la langue sableuse dans la même

(1) Le granite intrusif, assimilé sur certaines esquisses au granite de Caldas par I. Parga, s'en différencie cependant par la nature plus grossière de son grain, la présence — quoique rare — de muscovite, et par une fissuration intense des cristaux (porosité de 0,6 sur roche saine, contre 0,3 à 0,4 pour le granite de Caldas).

(2) Seule la zone de Mte Castro offre un relief plus abrupt, haché de diaclases verticales.

(3) C'est la « laguña Pequeña »; son extension dépasse ce qui est désigné sous ce nom sur la carte d'Etat-Major au 1/50 000, notamment en direction du Sud, où des joncheraies se sont développées.

(4) On remarquera toutefois que le cordon s'établit à 2 km environ en retrait des caps encadrants.

(5) J. von Raumer (529), p. 174-176.

direction indiquent bien que son origine provient d'une dérive à composante Nord. Celle-ci est engendrée par l'arrivée des houles d'W et SW sur le flanc occidental du Mte Louro, la longue pointe de Lens protégeant le rentrant des houles de NW qui auraient été plus efficaces (1). L'arc sableux quant à lui se dispose face au SW (N 260 gr) conformément à ces conditions locales de fetch. Les vents actifs sont eux aussi d'ailleurs de direction SW et engendrent, outre les dunes longitudinales, des traînées sableuses s'avançant en pointe dans la lagune, en arrière des « caoudeyres ».

La dernière grande construction littorale de ce secteur se situe au Sud du massif du Pindo, dans le profond rentrant de *Carnota*. L'ouverture a 4,500 km de large, et l'arc de la plage se dessine à 2,500 et 3,500 km en retrait des caps encadrants. En outre, les reliefs de plus de 40 m d'altitude n'approchent pas à plus de 1,800 km du littoral. L'origine de cette conque a été discutée p. 180 et seq. On a vu qu'elle était réalisée toute entière dans des granites intrusifs de même type que ceux du Pindo ou de la pointe Anguiero, mais qu'il existait une différence pétrographique entre la roche du saut du Jallas et celle de Carnota; cette dernière est plus pauvre en quartz et dotée de muscovite. Nous pensons ainsi que cela a été dit pages 180-181 que des fractures ont joué un rôle notable dans son ouverture, et sa mise en valeur par rapport aux « phyllonites » de W. P. F. H. de Graaf et C. F. Woensdregt (2). Des zones de fragilité tectonique s'ajoutèrent donc aux caractères lithologiques pour faciliter l'évidement de ce secteur.

Les eaux courantes et la mer concourent au remplissage de la baie. Les rios débouchent dans des marais où ils se divisent en chenaux anastomosés. Au Nord, le colmatage paraît de nature continentale, devancé par un cordon ayant progressé vers le SE (Pointe Larada). A l'Est, le rio de Pedra Figueira se trouve barré par un cordon littoral venu du Sud. Il franchit cet obstacle grâce à sa conjonction avec les rios Louredo et Valdebois. Leur débouché commun utilise une disposition en chicane, ou plutôt en vis-à-vis. Seul le poulier méridional supporte un alignement dunaire longitudinal. La configuration d'ensemble découle donc en fait de la jonction de deux baies distinctes régularisées par un cheminement du sable en sens inverse. Leur courbure aboutit à un front presque continu face à l'Ouest, c'est-à-dire face au large. Ici encore une protection des houles lointaines de NW est assurée par le Cap Finisterre. Un fetch local de 10 km en provenance de cette direction peut seul être réalisé, mais la topographie sous-marine engendre une réfraction sensible des vagues. Néanmoins, la flèche méridionale de la baie de Carnota est celle qui est soumise aux houles et aux vents les plus forts de l'endroit (NW) auxquels elle est perpendiculaire. Il est donc normal qu'elle soit la plus longue, et qu'elle porte des dunes. La flèche septentrionale, elle, n'est battue que par des vagues de SW et SSW issues d'un fetch plus court (par suite de l'avancée de la Pta Remedios et des écueils nombreux qui la devancent). Les vents forts susceptibles de l'affecter, et à résultante SSW-NNE également, sont assez peu fréquents. De là semble-t-il l'importance inégale des deux pouliers (3).

Les dernières accumulations sableuses avant Finisterre sont des cas plus simples. Telles les plages établies dans des criques, comme celles de Corna Becerra, du Puerto de Pescadores (de part et d'autre de la Pta del Puerto Quilmas), comme les playas San Pedro (près d'El Pindo), de Gures, ou de Caneliñas (près d'Ezaro). Leur orientation répond toujours aux lois de Schou, notamment à l'influence du fetch local, car les vents de NW, les plus importants ici, ne peuvent les affecter. De même, les flèches à pointe libre sont assez élémentaires. L'une d'entre elles vient barrer du NW au SE la ria de Ezaro, sur laquelle nous reviendrons pour un autre aspect de la côte. La ria occupe une sinuosité ultime du Jallas, et un *offshore bar* en obstrue l'extrémité, bénéficiant du fait que le chenal du rio vient butter sur la rive Sud. Large et plate, la flèche ne porte pas de dunes. Ses contours, sinueux, comportent une apophyse externe en son milieu. On est tenté d'interpréter cette dernière comme une construction lors du jusant, car le cordon est

(1) Une preuve *a contrario* est fournie par la plage de Lariño, juste au N, entre les pointes de Lens et de Insua; cette dernière n'offre pas un abri suffisant aux houles de NW : aussi le rio de Feales qui débouche sur la plage est dévié cette fois vers le Sud par la progression des sables.

(2) W.P.F.H. de Graaf et C. F. Woensdregt (**127 bis**), carte fig. 1.

(3) Ce cas n'est pas sans analogie avec les systèmes de pouliers en chicane ou « vis-à-vis » décrits par A. Guilcher et Al., dans la rade de Brest (**199**), p. 41-42.

sans doute submersible à certaines époques de l'année (1). Sur la rive orientale de la ria de Corcubion, enfin, une autre flèche de même aspect peut être observée près de Pontella (playa de Brens). Elle avance de l'WNW à l'ESE, et comporte aussi un appendice externe en crochet, qu'on ne saurait expliquer ici par l'effet du reflux (2). La rade de Corcubion est abritée de tous les vents sauf de ceux du Sud, qui y amènent une mer très dure. Dans ces conditions on ne voit que le cheminement du sable à partir de l'estuaire de Cée au long de la côte orientale comme explication de la flèche de Brens.

2) Les côtes rocheuses

La variété lithologique entre Corrubedo et Corcubion permettait d'espérer des aspects divers dans les formes de falaises. En fait, on peut les regrouper aisément, et les présenter brièvement, car ils manquent d'originalité.

Les falaises escarpées et sapées par la mer n'existent guère que vers El Son (Ptas Asagrada et Roda de Cabeiro) où elles atteignent 20 m d'à pic. Leur nature granitique donne à ces avancées un profil convexe supérieur. C'est l'exploitation de denses diaclases subverticales qui confère à leur pied la raideur observée. Au delà d'El Son, et jusqu'au Cap Corrubedo, si les pointes et les tronçons rocheux sont faits de même granite (type Lage), la prédominance de diaclases subhorizontales et d'une disjonction en dalles ne donne plus qu'une côte assez basse; cependant les systèmes de joints subverticaux sont exploités par la mer, qui multiplie ainsi les couloirs et les rentrants presque tous orientés NW-SE (Pte Laxe Brava, Cap Corrubedo). Les contours du saillant situé au Sud de la baie de Carnota, quoique taillés dans un granite différent, restent sensiblement identiques d'aspect. Le découpage de détail révèle un système de diaclases N 175 gr (SSE/NNW).

Les reliefs importants de la masse montagneuse entre Muros et Carnota, ou entre Carnota et la ria d'Ezaro, ne donnent pas naissance à un littoral abrupt. Une banquette d'érosion perchée à une vingtaine de mètres au-dessus du niveau de la mer s'interpose presque constamment. Aussi les côtes, même irrégulières dans le détail au hasard des joints qui affectent le granite grenu de Muros ou le granite du Pindo, restent-elles peu élevées et sans rapport direct avec les versants. Au contraire, le long de la rive orientale de la rade de Corcubion, les versants plongent doucement dans la mer, sans falaise véritable. La végétation continentale arrive presque au niveau des eaux marines. Ce trait se retrouve sur la rive occidentale, du fond de la baie à la pointe Quenje. Seuls les contours du Mte Quenje (156 m) sont tranchés par des falaises vives d'une vingtaine de mètres de haut aux Ptes de Cabalo, de Cée et Nasa. Il est vrai que les granites d'anatexie, dans ce secteur, sont hachés de diaclases en tous sens, et très altérés. Les vagues violentes par vents de Sud rendent ce tronçon inabordable par les embarcations.

La principale unité de toutes ces côtes est *dans l'importance des hauts-fonds,* et le caractère tourmenté de la topographie prélittorale (3).

Le massif du Pindo est devancé par de nombreux bancs rocheux jusqu'à plus de 3,5 km vers le large; ceux qui émergent sont de même nature géologique que lui. (Lobeira Grande et Lobeira Chico). Et c'est avec hésitation que l'on se hasarde à retracer le cours immergé probable du Jallas dans ce secteur. De même, à 7 km en amont des pointes Insua et Lens, s'étend un vaste plateau de roches dangereuses presque à fleur d'eau. D'autres hauts-fonds se notent à l'entrée méridionale de la ria de Noya, et s'égrènent, à très faible profondeur, voire découvrants, sur tout le pourtour de la presqu'île de Corrubedo.

(1) Une telle hypothèse explicative est suggérée, avec réserves, *in* (199), p. 47. Le caractère submersible du cordon n'a malheureusement pas été établi avec certitude.

(2) A Brens, la flèche barre un rio peu important et isole partiellement un marais.

(3) Cf. bibliogr. G 1, p. 151-152, 160-162, 164-168.

De toute évidence, cette côte de submersion a des caractères de jeunesse; elle n'est que peu modifiée par la régularisation que réalisent les cordons sableux. Mais on est aussi frappé par l'anarchie du tracé des isobathes, contrastant avec la disposition rectiligne de ceux-ci en avant des rias bajas et de leurs grandes îles. C'est pour nous un indice supplémentaire que le bloc de la Barbanza et la ria de Noya marquent la limite de deux domaines différents. De quelle nature est ce changement ?

3) Les problèmes généraux

La modification de la configuration générale des côtes correspond déjà à la disparition des grands accidents cassants au N de la ria de Noya. On peut cependant observer que les fractures ne sont pas exclues de ce secteur. Elles sont simplement plus courtes et d'orientation variable. Si l'on suit W. Carlé, la presqu'île du cap Finisterre est un horst NNE-SSW (1) et la baie qui la sépare de l'avancée de Corcubion est l'aboutissement d'une cassure d'orientation SW-NE décelée par les rivières. Sans doute encore la baie de Corcubion-Cée est due à l'exploitation d'un accident NNW-SSE, comme l'envisagent P. Birot et L. Solé (2). On a vu plus haut que des failles SW-NE affectaient le massif granitique du Pindo dans le secteur de Carnota. Nous avons aussi repéré l'existence d'une fracture W-E au N du saut du Jallas un peu au S de Sta Eugenia, et nous y ajoutons les cassures SW-NE de l'arrière-pays de Muros dont nous avons fait état à propos de la ria de Noya. Mais si le socle est affecté par un réseau assez dense de fractures qui ont pu guider tel tronçon de côte ou de vallée, celui-ci reste anarchique.

A titre d'hypothèse, certains auteurs ont considéré que le vaste rentrant de la côte en arrière du cap Finisterre était le fait d'un effondrement pur et simple d'une portion de continent. La remarquable cascade du Jallas au fond de la ria de Ezaro est en faveur de cette éventualité, et P. Birot et L. Solé s'appuient sur cette donnée morphologique remarquable (3). Un jeu différentiel de la tectonique responsable du verrouillage à l'aval de la « cuenca du Jallas » est également vraisemblable. Mais P. Birot et L. Solé supposent, devant la médiocre érosion régressive du Jallas, que le promontoire continental a connu là un effondrement « à une date particulièrement récente » (4). Pour nous, il y a bien eu aussi ennoiement d'une topographie continentale différenciée. Mais les contours sont trop irréguliers pour justifier des accidents récents. Le saut du Jallas n'est pas un argument suffisant, croyons-nous. Car on a déjà vu (v. p. 181) que la lithologie le justifie pour une part importante. Nous admettrions plus volontiers le schéma suivant :

1. abaissement (au Miocène ?) d'un domaine peut-être déjà morcelé et moins élevé par suite de la lithologie et en fonction d'accidents variés et imbriqués; en même temps, se souligne le rebord des plateaux d'érosion, et se crée la cascade du Jallas dans sa traversée du massif du Pindo.

2. persistance ultérieure (Pliocène, Quaternaire ancien) d'une tendance relative au soulèvement *sur l'ensemble* du secteur compris entre le Cap Finisterre et le massif de la Ruña. Cela suffirait à maintenir la cascade dans le massif du Pindo, le jeu antagoniste de la tectonique annulant ou freinant celui de l'érosion régressive. Cela expliquerait aussi l'absence ou l'exiguité des rias, contrastant avec le domaine des rias bajas.

Sur cette discussion vient se greffer l'existence de la *banquette d'érosion ou rasa* signalée incidemment déjà à propos des côtes rocheuses. W. Carlé avait attiré l'attention sur elle dès

(1) W. Carlé (89), p. 329 et carte fig. 3.
(2) P. Birot et L. Solé (57), p. 55.
(3) P. Birot et L. Solé (57), p. 55.
(4) *Ibid.*, p. 55 et 56.

Plateforme d'abrasion (rasa) à + 35 m. *Llano de la Jandra* près du Louro.
Observer la netteté du knick.

« Rasa » formant le pédoncule du *Mte Louro,* vue sur son côté oriental. On notera l'inclinaison de cette surface en direction du Mte Louro (à gauche) et non à partir de lui.

1947 (1). P. Birot et L. Solé la considèrent comme un « document important » pour la question de la datation des mouvements du sol ou de la mer (2). Cette plate-forme se développe entre Muros et la ria de Ezaro avec quelques interruptions, sur plusieurs centaines de mètres de largeur (max. 0,7 km) et s'interpose entre les reliefs du continent et le trait de côte. Les auteurs cités en font, de par sa position, une forme d'abrasion marine, que P. Birot et L. Solé attribuent au Tyrrhénien ou à une époque postérieure.

Notre souci à ce sujet a été de vérifier le bien fondé de ces hypothèses, et un examen détaillé lui fut réservé. En premier lieu, la détermination, à l'altimètre, de son altitude au dessus du niveau actuel de la mer a permis de noter quelques variations de cotes. Son point de départ, au Sud, se situe à hauteur du Mte Louro et du Mte Mean, à l'W de Muros. Là, le replat débute vers 50 m d'altitude, au pied d'un versant, et s'incline vers le Sud pour atteindre 28-30 m aux abords du flanc septentrional du Mte Louro, 22-25 m en contrebas de son versant occidental, 20-22 m sur son versant oriental (photo 58/6/1, *planche XXI*). L'inclinaison moyenne est de 3°, 3°5. Cette disposition en plan continu de part et d'autre du Mte Louro est un solide argument en faveur d'un façonnement marin. Le Mte Louro a dû être une île massive et haute, frangée par la plate-forme d'abrasion de tous côtés. Interrompue un instant par la vallée du rio Longarello, la rasa reparaît au pied du Mte Rodeiro vers la Pta de Lens (Llano de la Jandra) (photo 58/6/2-3, planche XXI). Le versant interne, incliné à 28°, passe par une concavité très accusée à la plate-forme qui commence vers 40-42 m. Celle-ci descend par une pente de 3° jusqu'à 25-30 m. Un talus de 10 m de commandement assez raide (23° de pente moyenne) conduit à une autre banquette, plus exiguë, à 15 m + 18 m au-dessus de l'ultime plate-forme rocheuse, actuelle celle-là. A nouveau estompée le long de la playa de Lariño, la *rasa* ne forme plus qu'un replat étroit vers 35-40 m au kilomètre 8 de la route Muros-Finisterre, qui progressivement s'élargit vers la Pta Insua pour s'abaisser doucement jusqu'à 25-30 m à 200 m avant le phare que porte ce cap; (la topographie est plus basse et irrégulière jusqu'à la mer à partir de là). Au N de la playa de Susinos, à hauteur des kilomètres 10-11, la partie la plus haute se situe vers 40-50 m au pied d'un versant raide (30° de pente), mais la rasa reste étroite; son inclinaison un peu plus forte conduit rapidement à des cotes de 25-30 m, en dessous desquelles elle s'oblitère. Avec la saillie du Cap Remedios, apparaît une modification. Des étendues plus vastes se maintiennent autour de 50 m vers Agrobello-Miñarzo, avec des buttes isolées vers 70 et 95 m, tandis qu'en contrebas on retrouve une plate-forme plus petite à 14 m. Mais à mesure que l'on se dirige vers Carnota, la pente de la rasa supérieure s'accentue, se fond avec le versant et celle de 14 m ne se poursuit pas.

Du kilomètre 13,5 au kilomètre 24, il n'est pas possible de retrouver trace de niveaux rocheux, le colluvionnement et les apports de versants provenant du front montagneux ayant empâté la topographie des zones basses (cultivées). Ce n'est qu'au N de la lagune de Carnota qu'elle réapparaît, avec une altitude moyenne de 25-30 m de part et d'autre du kilomètre 25, de 30-35 m à Quilmas pour disparaître moins d'un kilomètre plus au N. On notera qu'alors la côte change d'orientation et tourne vers le NE, semblant suivre un accident qui a dû isoler les rochers du Puerto Quilmas et d'El Pindo.

De cette présentation, nous dégagerons quelques points :

— L'altitude en premier lieu est presque partout comprise entre 30 et 50 m (et non 20 m de moyenne, comme le disent P. Birot et L. Solé).

— Il existe en quelques points une autre plate-forme, à + 15 m, plus récente, ce qui nous aidera à discuter la question de datation.

— Les cotes relevées sur la plate-forme oscillent dans de trop faibles proportions pour que l'on puisse affirmer qu'elle a été déformée après sa réalisation. Mais on ne peut pas non plus éliminer cette éventualité. De toute façon l'ampleur d'un tel ploiement ne dépasserait pas la dizaine de mètres; de plus, elle affecterait les secteurs encadrant la baie de Carnota et non la cascade du Jallas.

Revenons au problème de l'âge de la rasa principale. Dans l'hypothèse de l'eustatisme de

(1) W. Carlé (89), p. 327.
(2) P. Birot et L. Solé (57), p. 55-56.

Deperet, on ne saurait supposer une datation postérieure au Tyrrhénien I. Le niveau de + 15 m se rapporterait à l'Interglaciaire Riss-Wurm (Tyrrhénien II = haut Monastirien) et la réalisation de la banquette à + 30 - 50 m se placerait au cours du grand Interglaciaire Mindel-Riss. Il est assez tentant de rapporter en effet le façonnement de cette « rasa » à l'action de la mer, malgré l'absence totale de dépôts corrélatifs. Quelques arguments topographiques sont assez probants, tel le développement des replats rocheux sur les pointes, alors qu'ils disparaissent dans les secteurs soumis à l'érosion continentale. Telle aussi la continuité de la pente d'ensemble même dans les secteurs où subsistent des reliefs résiduels comme le Mte Louro. En cela, elle se différencie d'un « pédiment » où les pentes s'inclinent de tous côtés à partir des Inselberge. Par ailleurs, la région galicienne, dans sa partie occidentale du moins, n'a pas jusqu'ici fourni d'indices sûrs de soulèvement du socle au Quaternaire d'une ampleur égale à une cinquantaine de mètres. On peut alors objecter l'existence du saut du Jallas. Mais nous avons déjà souligné le rôle déterminant de la lithologie, et dit que la rasa de 30-50 m ne s'étendait pas jusque là. En sorte que l'eustatisme semble pouvoir être retenu comme élément de justification des banquettes examinées ici.

Faut-il alors admettre un âge tyrrhénien I ? Si nous nous référons à la théorie de Deperet nous considérons que la rasa supérieure fut élaborée au cours du grand Interglaciaire dans sa partie terminale tout au moins. Et la durée de cet Interglaciaire est bien nécessaire pour rendre compte de la régularité de la plate-forme. Quand nous voyons la lenteur avec laquelle s'émoussent les bosses rocheuses sur les platiers granitiques actuels, nous ne pensons pas en effet que des interglaciaires plus courts soient suffisants pour permettre une extension sur plusieurs centaines de mètres de largeur parfois. D'ailleurs les quelques endroits où s'observe un replat net à + 15 m sont plus étroits et peu étendus. Bien sûr, la systématisation de Deperet est critiquable en soi (1) et ne saurait s'appliquer ici sans quelques réserves. L'une d'elles réside dans la position de l'angle de départ de la rasa vers 50 m; cela conduirait à supposer une amorce de la banquette au « Milazzien », au moins en quelques lieux. Cela reste conjectural encore que vraisemblable. Son altitude un peu différente de celle du cap Silleiro reste embarrassante, de toute façon. Enfin nous savons si peu de choses des niveaux marins anciens, et ceci d'une manière générale (2) que nous ne pouvons qu'être prudent dans notre interprétation. En outre, on doit se demander si la mer ne fut pas aidée d'une manière ou d'une autre pour l'édification d'une banquette aussi large. A-t-elle retrouvé un élément d'aplanissement local, dont il ne reste aujourd'hui plus rien, ni ici, ni ailleurs ? Ce serait vraiment une explication sur mesure. Faut-il invoquer une altération différentielle préalable ? Une récente prospection géologique des Néerlandais de l'Ecole de Leiden, dont les résultats ne sont pas encore publiés, fait du Mte Louro un élément isolé résistant dans une zone de granite à xénolithes schisteux facilement érodés (3). Nous avons par ailleurs observé que la densité des diaclases verticales était accrue, en roche granitique intrusive du Pindo, dans le secteur de la rasa; celles-ci s'écartent et comprennent des éléments courbes sur les reliefs de l'intérieur. Il reste toutefois surprenant que la banquette ait les mêmes aspects en roche granitique intrusive, en roche granitique syntectonique ou gneissique.

Quoiqu'il en soit, nous ne pouvons pas apporter d'éléments définitifs sur cette forme remarquable du relief côtier. Tout au plus, nous retenons comme acquis les points suivants :

— *La rasa est très probablement œuvre au moins partielle de la mer.*

— *Elle prouve que le littoral existait dans ses grandes lignes dès avant le Tyrrhénien I et témoigne de sa stabilisation relative au Quaternaire récent.*

— *Le saut du Jallas, dans de telles conditions, apparaît décidément comme relativement ancien,* comme le sont les contours des rivages.

Ainsi, des mouvements tectoniques très récents ayant eu quelque ampleur ne peuvent être démontrés même pour le secteur où les surfaces éogènes s'approchent le plus de l'Atlantique, et où elles sont limitées par un bombement à allure de « flexure continentale ». La même constatation de stabilité au moins relative avait été faite, on s'en souvient, dans la région de la

(1) Cf. A. Guilcher (**190**), p. 28 à 35.
(2) J. Tricart (**501**), p. 102.
(3) Travaux de H. G. Avé Lallemant (Leiden).

première rasa côtière, entre le Miño et la ria de Vigo. Et la modification de style tectonique dans le relèvement du socle galicien ne traduit apparemment pas des différences chronologiques dans la manifestation de ce phénomène.

C. — LA CÔTE CONTRAPOSÉE DE FINISTERRE A LA COROGNE

A partir du Cap Finisterre, la côte acquiert une disposition générale nouvelle. Des échancrures, encore fort nombreuses, n'ont plus d'orientation prédominante comme dans le domaine des rias bajas. Elles sont d'ailleurs moins profondes et n'enlèvent pas au tracé du littoral une exposition d'ensemble à l'W puis au NW. Cette modification n'est pas sans conséquences. En premier lieu, elle rend tout ce secteur étroitement dépendant des houles fortes et fréquentes de NW. C'en est fini des rivages riants de la Galice méridionale. Ici, à cette pointe extrême de l'Europe occidentale, le bruit lancinant des vagues déferlant sur cette côte très battue, ponctué de temps à autre par le son sinistre des cornes de brume ou les clameurs des goélands, renforce le sentiment de solitude que l'on ressent au milieu de paysages rudes et sauvages. En second lieu, elle nous fait quitter les littoraux inscrits dans une structure transversale pour pénétrer dans un ensemble où prédomine une structure à la fois arquée et quadrillée, puis oblique. A vrai dire, ce trait nouveau n'est pas parfaitement continu, car nombre d'affleurements en taches interrompent la trame générale; la variété des rivages s'en trouve accrue, rendant leur analyse complexe.

On observera aussi que désormais les unités de relief les plus élevées cessent d'approcher de la côte. Son âpreté ne découle donc pas de la puissance des volumes montagneux encadrants, et son intérêt ne réside que rarement dans l'arrivée à la mer de formes continentales bien définies. Les rivages s'inscrivent généralement dans une topographie de collines de hauteur variable et de vallons évasés. La présence dans ce contexte de dépôts de pente, d'alluvions, voire de plages anciennes, donne en fait au détail de la morphologie littorale sa principale unité : celle de la contraposition. Irrégulière dans la structure comme dans le relief continental, cette zone de marge des plateaux voit son littoral irrégularisé par l'érosion différentielle marine.

1) Structure et articulation des côtes

Dans un premier secteur qui s'étend *du cap Finisterre à la ria de Camariñas,* le littoral reste face à l'Ouest, et comporte plusieurs tronçons à orientations N-S où il est difficile de ne pas suspecter l'influence de failles. Toutefois leur longueur toujours inférieure à 5-6 km, leur position décalée les unes par rapport aux autres, donnent à la côte un caractère irrégulier. Le cap Finisterre s'allonge ainsi sur 3,500 km, avec une largeur assez constante de 1,500 km selon une direction N 10° E. L'isthme rocheux n'a qu'une trentaine de mètres de haut, mais raccorde les 242 m du Mte del Facho au Mte Veladoiro, tout aussi élevé. Si le Facho est fait de granite discordant à gros cristaux (type Ruña), l'isthme et le Veladoiro sont constitués par les mêmes anatexites. L'érosion différentielle ne convient donc guère pour justifier les contours du Cap Finisterre, que W. Carlé considère comme dérivé d'un horst (1). Décalé de 2 km vers l'Ouest,

(1) W. Carlé (89).

le rebord du Veladoiro paraît tout autant dérivé d'un accident (N 20° E) recoupant les diaclases NW-SE que la mer a exploitées pour multiplier les critiques, tant les falaises sont raides; elles ont là de 80 à 180 m de commandement.

Avec une orientation cette fois de N 7° W, la côte qui s'étire *de Nemiña à Touriñan* sur 4,5 km offre aussi les caractères d'un talus dérivé de faille : les falaises, hautes de 40 à 110 m, sont particulièrement abruptes; le promontoire du cap Torriñana (93 m) est presque détaché du continent dans le prolongement de ce littoral. Puis, décalé de 2,5 km vers l'E, une ultime fracture a semble-t-il engendré la côte sauvage de la Ribeira de Biseo (ou costa de Viseo). Les isobathes, et les falaises qui tombent parfois de 120 à 180 m dans la mer à partir du Mte Pedrouzo (268 m), s'alignent à N 10° E jusqu'au cap de la Buitra, soit sur 5 km (1). Toutefois, il n'est pas exclu ici que la lithologie ait joué un rôle notable. De la playa Nemiña à la Ribeira de Biseo court une bande de syénite, dans le prolongement de la ligne de falaises (2). Or il est fréquent que la mer exploite les roches basiques et les réduise (3).

Ainsi des fractures très probables du socle ont un rôle directeur local (il s'agit sans doute d'accidents anciens car des filons de quartz les accompagnent parfois). Celui-ci se combine avec des phénomènes lithologiques ou des zones de fracture obliques, responsables des rentrants. Au contact des nébulites de Finisterre et du granite d'anatexie court une bande métamorphique dans laquelle s'ouvrent les plages de Mar de Fora et de Rostro (4). En arrière de la presqu'île de Mugia, les plages Lourido et de Mugia se logent dans une intrusion de granite grossier altéré. Celle de Merejo est au débouché d'une faille SW-NE, bien montrée par l'hydrographie; peut-être est-ce aussi le cas des rentrants de Arnela et Llangosteira, juste au N du cap Finisterre (accident NW-SE, au contact granite d'anatexie-nébulites).

La partie du littoral allant *de la ria de Camariñas et la plage de Traba* a pour trait majeur une physionomie bien plus compliquée dans le détail que le secteur précédent. Les accidents tectoniques N-S s'y remarquent encore, mais de façon moins externe : on doit leur imputer l'anse de la Vasa (N 10° E), et la côte des environs de Leis à l'intérieur même de la ria de Camariñas, la largeur de la ria passe en effet brusquement alors de 0,500 km à 4 km auxquels s'ajoutent un instant les 1 500 m du rentrant de la Vasa (5). Au droit du cap Vilano, dans le massif de Traba, la crique de Trece jalonne une fracture étendue surtout sur la plate-forme continentale. Elle se marque par un haut-fond rectiligne sur plus de 6 km en avant du Cap Beo. Enfin, il est évident que la plage de Traba est au moins en partie le fait d'une cassure jalonnée par le rio qui y débouche. Les accidents méridiens deviendront bien plus rares ultérieurement.

Ce qui crée l'originalité de ce secteur, c'est la présence du *granite de Traba*. Sa nature, comme sa position intrusive, le signalent au géologue. Ce batholite nettement circonscrit est fait d'un granite leucocrate à grands cristaux de microcline, à quartz souvent abondant (40-50 %), et à biotite comme seul mica. La porosité est assez moyenne, plutôt influencée par les très petites fissures internes (6). Sa diaclasation est assez importante. aboutissant à une disjonction en blocs parallélépipèdiques. Leur réseau comprend des joints obliques NW-SE et NE-SW (contraction ?), et des cassures N-S et W-E verticales (tectoniques probablement). Mais leur écartement est très variable, surtout celles qui ont la direction méridienne (7). Dans le paysage, le granite de Traba est reconnaissable aux profils heurtés de ses crêtes, les « penedos », à peu près complètement dépourvus de végétation. Le massif atteint jusqu'à 300 m d'altitude; plus généralement cependant, les « peñas » ou « aguilas » isolées se tiennent entre 100 et 200 m. Mais rares sont les endroits où leurs flancs tombent directement dans la mer (cf. photo 62/9/3, *planche XXII*).

(1) I. Parga Pondal a exprimé l'hypothèse de fractures directrices pour ces tronçons de côte, *in* (**387**) et (**238**), p. 14-15.

(2) V. carte 1/50 000 géologique Mugia n° 67, cf. (**238**).

(3) Nous l'avions déjà remarqué à maintes reprises à propos des diabases sur les côtes bretonnes (**349**).

(4) I. Parga Pondal et J. Perez Mateos (**387**), fig. 1, et carte géologique 1/50 000, n° 93 Finisterre.

(5) On remarquera, à titre d'indice géologique, que les gneiss et le granite intrusif de Leis se trouvent tronqués.

(6) Sa porosité totale s'élève à 7 % environ. Les macropores comptent pour 1 % de ce chiffre. Par la méthode du C.R.P.G. de Nancy, la porosité s'évalue autour de 0,4.

(7) Cf. (**234**), p. 20 à 23. Les zones où les diaclases méridiennes sont très serrées sont peut-être en rapport avec les fractures du socle. Sur la disjonction, v. (**390**), p. II et fig. 5-6 et 9.

Massif de *Traba*.
Vallon façonné dans des conditions périglaciaires, débouchant sur la plage d'Arou.

Coïdo de galets et blocs actuels, sur la côte de Traba (Camelle, partie Est de la plage). Au fond, les profils heurtés et ruiniformes fréquemment rencontrés dans ce type de granite.

Coïdo de Cuño.
Falaise taillée dans un matériel de colluvionnement quaternaire, qui fournit les plus petits fragments du Coïdo.

Plage ancienne de la Pta Louridos, au Sud de Mugia (niveau ouljien + 2 m).

Remplissage de grotte par des galets ouljiens, dans une crique située à l'Ouest de la presqu'île de Cayon (+ 3 m).

Il n'empêche que, notamment à cause des diaclases, le granite de Traba donne au littoral un aspect déchiqueté, dentelé. C'est lui qui forme déjà la pointe du cap Vilano et la Pta Forcados (1) à partir de laquelle commence l'affleurement du batholite. On pourrait croire, *a priori*, que la lithologie ne se prête pas ici à la contraposition. Le granite est pourtant capable de se débiter en plaquettes sous le marteau, et nous avons été très surpris d'y noter sur les versants une très grande quantité de débris de toutes tailles. Au cap Vilano, ils peuvent former jusqu'à 2 m d'épaisseur en haut des falaises, et des vallons en fonds de berceau, d'aspect périglaciaire, s'observent dans le massif de Traba (amont de la plage d'Arou par ex.). Sous l'effet du gel quaternaire, la fragmentation a dû y être intense; aujourd'hui par contre, il est probable que le ruissellement nettoie seulement les reliefs, d'où partent aussi peut-être des blocs après élargissement des diaclases (cf. photo 62/9/1, planche XXII).

A partir de Traba jusqu'aux abords des îles Sisargas, la côte se dessine dans le granite d'anatexie de Lage. Celui-ci forme une large bande SW-NE dans laquelle s'inscrivent la plupart des indentations du littoral. Certaines sont en rapport avec des veines schisteuses incluses dans le granite (plage de Balares par ex.). Presque toutes dépendent plutôt de cassures anciennes exploitées par les eaux courantes ou par la mer. Celles-ci sont d'orientation N 120° (SE-NW) et nombreuses. Deux d'entre elles, à 1 km d'intervalle, débouchent sur la plage de Traba et une autre à celle d'Area Suerte; la ria de Lage s'ouvre partiellement aussi en fonction de tels accidents. On peut enfin leur imputer les rentrants des plages de Niñones et de Beo (2). Il est enfin des indentations en rapport avec un système de fractures différent, en gros méridien. Tels la plage de Lage et peut-être celle de Barizo, le saillant du Cap San Adrian; en avant de lui, les îles Sisargas enfin pourraient bien aussi avoir du côté de l'E des limites dérivant d'un accident Nord-Sud. Dans le détail, l'articulation des côtes révèle assez fidèlement d'autres traits structuraux; la gneissification et la mylonitisation ancienne du granite de Lage, superposées, donnent des zones de fragilité N 45° E. Des venues pegmatitiques N 30° E, des dykes de diabase ou de felsite N 100-120° E, d'autres de roches acides ou basiques subméridiennes, parcourent les roches cristallines et multiplient les couloirs et les grottes dans tout ce secteur. Les rives externes de la ria de Lage, la presqu'île de Corme, les îles Sisargas en offrent de remarquables variétés. Enfin, en relations avec la structure rubannée, et se calquant fidèlement sur elle, la partie interne de la ria de Lage comprend une baie de 3,500 km de long, logée dans une bande de schistes micacés migmatitiques large de 1 km; la même roche aboutit à la côte plus au NE, et la plage d'Esteiro s'y ouvre amplement.

Le dernier tronçon de côte qui nous conduit *de Malpica aux portes de la Corogne* doit à son exposition au N et à l'arrivée oblique des bandes de terrains disposées du SW au NE une allure encore différente. De façon très approximative, on peut dire que le littoral se ressent de cette disposition. Un rentrant se marque entre les pointes granitiques de San Adrian et le Chan de Razo dans les gneiss et schistes cristallins de Malpica. Quoique assez résistants, ces terrains sont rendus aptes à l'attaque marine par leur intense plissement isoclinal. Seule la partie centrale de leur affleurement, où les gneiss sont glandulaires, apparaît plus résistante, et elle donne lieu d'ailleurs au léger saillant de Malpica. Passée la Pta Chan de Razo, un autre redan s'inscrit presque aussitôt, dans les granites même cette fois. Il est vrai que c'est là le débouché à la côte de la grande cassure méridienne rencontrée au long de toute la Galice occidentale. Cette faille semble interrompre la bande granitique du Mte Neme, solidement armée par des filons de quartz de direction N 15 à N 35° E. Mais l'examen d'une carte marine suggère que la topographie immergée prolonge ces reliefs dans les « Bajas de Baldayo »; l'inflexion des isobathes, dans un même alignement N 15-20° E, est sensible jusqu'à plus de 70 m de fonds. De Baldayo à Cayon, la côte s'avance à nouveau obliquement en direction du NE, sans toutefois s'aligner sur la linéation gneissique du massif ni sur l'orientation de ses diaclases ou des dykes qui le traversent. C'est encore une fois dans le relief immergé que s'accuse l'aspect de redan. Un haut-fond disssymétrique, limité très nettement du côté de l'E, s'avance sur plus de 7 km

(1) Cf. (238), p. 23-24 et carte correspondante.

(2) Nombreuses indications *in* (234) et (235). Nous emprunterons aussi à ces publications l'essentiel des observations d'ordre géologique pour les paragraphes qui suivent.

devant la presqu'île de Cayon avec une orientation N 15° E (1). Un dernier compartiment, après un rentrant accusé dans les norites de Barrañan, conduit à la Pta San Pedro (Penaboa) parallèlement aux alignements de roches : granite jusqu'à la Pta Langosteira, schistes en une bande de 1 km de large, expliquant le rentrant et la vallée de San Martin de Suevos, granites de San Pedro enfin (2). Les failles n'ont ici qu'un rôle mineur, hormis dans les environs de Baldayo où en plus de l'accident méridien de Razo débouche une fracture NW-SE (3). De la même série de failles doivent dériver l'anfractuosité de Bens et le vallon qui y aboutit, de même que la rive Sud de la ria de la Corogne, avec l'Ensenada d'Orzan.

2) Les aspects de la côte

a) ***Les falaises.*** La dominante du littoral au NW de la Galice est la falaise granitique, tourmentée, hachée de fissures. Elle est parfois haute comme on l'a signalé plus haut pour quelques endroits où des failles directrices sont suspectées. Mais le plus souvent l'altitude reste inférieure à 20 m. Diaclases, filons intrusifs et cassures l'accidentent continuellement. Trois types de falaises se présentent; dans l'un — et ce sont généralement les plus élevées — des pans entiers de versant se sont décollés, et sur toute leur hauteur, elles conservent une pente souvent forte (35-70°) imposée par le plan de foirage. Tel est le cas au Cap de la Nave, à la Pta Castelo, dans la Ribeira del Biseo, ou au Cap Buitra au S de la ria de Camariñas, au Mte de la Pedrosa comme au Cap Vilano (4). Dans le tronçon exposé au N, ce type est réalisé avec des hauteurs de falaises réduites à 15-40 m dans la plage de Beo et à Malpica, de part et d'autre du Cap San Andrian, et entre les Ptas San Bartolomé et Chan de Razo. Un second aspect, plus fréquent, correspond aux endroits où les reliefs continentaux émoussés ne sont retouchés par la mer qu'à leur pied, sur quelques mètres; les vagues en nettoyant le bas des pentes y révèlent les zones plus fragiles et ont réalisé un petit platier rocheux, le plus souvent inférieur à 10 m de large. On rencontre ces formes par exemple entre la crique d'Arnela et la Pta Castelo, près de Finisterre; à la Pta Mixirica au N de la plage del Rostro et jusqu'à la ria de Lirès; de part et d'autre du Coïdo de Cuño; au cap Toriñana (Pta Laxial) et surtout sur la côte entre Malpica et la Corogne (E de Cayon, E de la plage de Vaca) comme entre Corme et le Cap San Andrian. Les versants continentaux ont des pentes variables mais dans l'ensemble faibles : entre 10 et 25°. Par transition insensible, on passe de ce type à un troisième. La falaise est chaotique, à pente variable souvent faible, heurtée de verrues rocheuses dégagées entre des rentrants plus ou moins accusés. Un platier irrégulier, ou une chaussée de bosses rocheuses, devance avec une largeur très changeante la partie de versant affouillée par la mer. Tels se présentent les environs de la Barca de Mugia, l'Ouest du Cap Toriñana avec la Pta Insua, ou encore la Pta de la Vaca près de Barrañan, ou la rade de Corme où se développent de belles microformes entre les diaclases.

Au long des côtes, les plages existent bien, mais leur envergure est souvent réduite à quelques centaines de mètres. Nous reviendrons un peu plus loin sur celles qui s'étendent davantage; disons seulement ici qu'il est des secteurs fort longs où elles sont totalement absentes, comme entre les rias de Lires et de Camariñas, ou entre Corme et Baldayo. Ce rivage est donc dans l'ensemble peu fourni en zones d'accumulation, et à première vue, tout porte à croire que la mer y exerce une érosion intense.

En réalité, le travail des vagues, pour spectaculaire qu'il soit, est d'efficacité réduite sur

(1) Le bord oriental de cette avancée est accusé par le tracé des isobathes jusqu'à 100 m de profondeur.
(2) Dans ce secteur, les isobathes restent approximativement parallèles à la côte.
(3) C'est l'accident de Meirama, prolongé vers le NW en passant par Laracha (lignites).
(4) Au Cap de la Nave, les falaises vraies atteignent 120 m, et en un endroit 180 m; la hauteur est de l'ordre de 50-60 m à la Pta Castelo, aux caps Pedrosa et Vilano; dans la Ribeira del Biseo, elles se tiennent à 120 m de hauteur sur 2 km de longueur.

les littoraux pourtant exposés directement aux plus fortes houles du large. L'érosion se manifeste, épisodiquement, par des éboulements selon I. Parga (1). Des pans de falaise, de plus de 100 m de front et 10-12 m de large et quelque 25 m de haut se détachent selon cet auteur le long de la côte de Malpica à Cayon, dans les schistes et gneiss métamorphiques. En quelques dizaines d'années, la côte aurait reculé d'environ 10 mètres. Peut-être ce phénomène est-il facilité en cet endroit par des conditions lithologiques locales et momentanées. Car, à voir, les médiocres saillants que forment les caps de Malpica, Chan de Razo ou Cayon (moins de 1 000 m) on hésite à considérer ce recul comme constant depuis la transgression flandrienne. Bien plus, des preuves géologiques, en l'occurrence des plages anciennes, jalonnent cette section de littoral. Aussi pensons-nous comme A. Guilcher pour la Bretagne, que la mer actuelle avance dans les zones ameublies ou rendues fragiles au préalable, et que le trait de côte n'est guère différent de ce qu'il fut au Quaternaire récent (2).

b) A défaut de terrasses marines élevées, la côte de Finisterre à la Corogne a conservé plusieurs ***traces des rivages de l'Ouljien.***

Le pédoncule de Mugia par exemple comporte, vers 1 m à 1,50 m au-dessus des hautes mers du côté du large, et jusqu'au niveau de la route à l'entrée de la localité (soit + 5 m), un lit de galets de granite et de quartz épais de 0,40 m, surmonté de 1 à 1,20 m de limon et de head pierreux (3). Ce témoin, quoique réduit, n'est pas isolé, et une plate-forme d'abrasion se poursuit à cette altitude sur la Pta Lagosteiras, et sur la *Pta Louridos* (50 m de large). Un cordon de galets de granite s'y adosse, fait de gros galets de 10-15 cm de grande dimension ou même plus gros. Et juste à l'orée de la plage de Lourido, une accumulation de galets de granite et de quartz repose sur une plate-forme rocheuse vers + 1-2 m. Sa hauteur dépasse 1,50 m et la coupe est visible sur 5 à 6 m de long, 2 m de profondeur à la faveur de grottes (photo 59/8/7, *planche* XXIII).

La plage ancienne de *Razo* a été signalée dès 1947 par W. Carlé. La formation ouljienne comprend des galets et des sables, tantôt mêlés, tantôt en lits superposés, tantôt les uns ou les autres exclusivement (4). En plusieurs endroits une ferruginisation affecte les sables les transformant en un conglomérat résistant que la mer met en valeur en haut de l'estran. A l'W de la plage, un head de 3,50 m d'épaisseur surmonte les dépôts littoraux anciens. La pierraille anguleuse ou subanguleuse y est abondante dans un liant terreux. Vers le débouché du rio de Oza (au N de Sta Mariña) le head atteint 5 m au-dessus d'un sable roux contenant quelques galets bien émoussés, épais de 1 m environ. Du sable de dune à peine fixé surmonte l'ensemble.

Dans la partie occidentale de la presqu'île de *Cayon* (playa de Socorro) des poches de galets usés se logent dans des anfractuosités de la falaise vers 3,20 m au-dessus du haut de plage. Trois poches presque juxtaposées permettent de suivre ce niveau sur 6 m de front; tout près de là, une grotte profonde est tapissée à son toit d'un agglomérat de galets bien arrondis, à + 3 m; enfin, vers le centre de la plage et perchée à 3,20 m sur la roche en place, une accumulation locale de 1,20 m de galets est encore visible. Les dépôts anciens sont surmontés d'un head de plus de 2 m de puissance (et jusqu'à 9 m) dans la grotte et le fond de la plage. L'usure des galets, moins forte qu'à Razo ou à Mugia (cf. tableau XXIII) s'explique sans doute par la nature même du gisement, puisqu'il ne s'agit pas de cordon (v. photo 62/8/3, planche XXIII).

Deux autres localités ont fourni des coupes dans des dépôts ouljiens. Ce sont les falaises d'angle des plages de *Barrañan*, et de la *Vaca*. Dans les deux cas, l'accumulation est sableuse. A Barrañan, 1,50 m de sable ocre homogène est recouvert de 1,50 m de matériel de pente à matrice limoneuse abondante. Le flanc oriental de la crique est fait de sable montant jusqu'à + 13 m; le head y présente 2 m d'épaisseur. S'agit-il d'un placage éolien fossilisé ? : 70 % des grains sont dépolis et quelques ronds-mats ont été observés. A la Vaca, le sable forme la partie W de la falaise de fond de plage sur 1 à 2 m de haut. Un limon assez fin le couronne sur 2-3 m.

(1) I. Parga (**381**), p. 24-25.
(2) A. Guilcher (**186**), p. 234-235.
(3) V. tableau XXIII pour les caractères pétrographiques.
(4) On en trouvera une présentation *in* (**235**), p. 15 et 57-58; et *in* H. Nonn (**350**), p. 265, et photos pl. XIV B et C. W. Carlé n'en donne pas de description. Les galets comprennent surtout des granites, des schistes micacés, des roches vertes, les quartz étant assez rares.

TABLEAU XXIII

Sédiments de plages anciennes du littoral compris entre Mugia et la Corogne.

PLAGES ANCIENNES DE SABLE

Désignation	Morphoscopie						Triage granulométrique
	mm	N.U.	C.A.	A.R.	O.V.	R.	
G 1 Razo	0,60	0	58	26	8	8	
G 1 b Razo	0,40	0	12-18	54-64	14	10	T B. (med. 0,50 mm)
G 8 la Vaca	0,60	14	74	12	—	—	T B. (med. 0,32 mm)
G 3 Barrañan	0,60	14	54	12	—	—	T B. (med. 0,36 mm)
G 3 b Barrañan	0,30	22	66	28	—	4	
G 4 Sable actuel haut de plage, Barrañan	0,60	10	64	26	—	—	T B. (med. 0,42 mm)

PLAGES ANCIENNES DE GALETS

Désignation	Emoussé		Aplatissement	Observations
	2 R1/L	2 R2/L	L + 1/2E	
Mugia	428	520	1,73	quartz (4-7 cm)
Razo I	435	596	1,76	quartz (3-6 cm)
Razo II	377	461	1,75	quartz (5-8 cm)
Cayon	303	476	1,61	angle W de la plage, gros éléments quartz (3-7 cm)

Nous manquons de témoignage des niveaux antérieurs. On a parfois fait état cependant d'une « rasa » au Cap Vilano (à + 15 + 19 m) (1). W. CARLÉ l'associe à celle de la côte entre Jallas et Muros. Cet indice, trop isolé, et d'altitude d'ailleurs différente, reste fragile car on n'y a trouvé aucun dépôt.

c) Sur la côte de Finisterre à Traba, ***la contraposition*** du littoral se marque par l'affouillement de dépôts venus des versants et de l'arrière-pays lors des périodes de régression. Dans les rentrants ainsi créés, s'accumulent des *coïdos*. Sous ce nom, on désigne en Galice des zones basses du littoral où s'entasse, en un cordon grossier, une grande quantité de blocs arrondis de pierres. De Mugia à la playa de Rostro, presque chaque crique à son « coïdo » (cf. l'isthme reliant l'île d'Insua de Fora à la terre ferme) (Castelo de Touriñan), le Coïdo das Negras près de Nemiña, celui de Calboa au S de la ria de Lirès, ou celui de Cuño dans la Ribeira del Biseo (2). La côte de Traba en recèle d'autres, telle la plage de Camelle (photo 62/9/3, planche XXII).

La juxtaposition des coïdos avec des accumulations continentales semble imposer un rapport étroit entre eux. Un examen de plusieurs coupes ne le rend pas pourtant évident. Ainsi le Coïdo de Cuño est fait de blocs assez gros, auxquels se mêlent des fragments émoussés plus petits. La falaise, au fond de la crique, est par contre taillée dans des matériaux venus des versants (cf. photo 59/7/7, planche XXII). Ceux-ci sous le sol végétal récent, sont du sommet

(1) W. CARLÉ (**89**), p. 327.
(2) Une présentation, ainsi que des photographies, en sont données *in* (**387**), p. 4-8 et (**238**), p. 13-14.

vers la base alternativement faits de terre sablo-limoneuse et de lits de graviers sur 2,50 m de hauteur (1). Au raccord avec les falaises rocheuses, l'apport est plus riche en pierraille et ne présente plus de litage. Si le head est capable de fournir à la mer les éléments les plus petits du coïdo, nous n'avons trouvé nulle part dans l'apport continental de blocs dont proviendraient les plus gros. Il y a bien quelques gros galets arrondis épars dans la partie supérieure du dépôt tranché en falaise, mais leur granulométrie est plus petite. (Dériveraient-ils d'un cordon ancien démantelé ?). On peut penser que les blocs proviennent directement des falaises encadrantes, ou de cordons ouljiens enterrés. A Cuño, nous penchons pour la première hypothèse, les blocs du coïdo étant émoussés, mais non arrondis (2). Dans l'accumulation d'une crique au N de la Pta Lagosteira par contre, des galets de 30-50 cm issus d'une plage ouljienne alimentent très probablement le cordon actuel. De même sur le pourtour N de la Pta Louridos.

Partout ailleurs, c'est un head plus « classique » que les dépôts lités de Cuño qui recouvre les plages anciennes comme on l'a vu, ou aboutit aux anses empâtées et drainées par de médiocres rios. Entre Cayon et Barrañan en particulier, la contraposition est des plus nettes dans un head dont la teneur en pierraille varie à la fois selon les lieux et dans une même coupe de bas en haut (3). Ce n'est que dans le granite de Traba que le limon est à peu près exclu des dépôts de pente, par suite de la nature même de la roche, peu apte à l'argilisation. Le granite de Lage, par contraste, et surtout les schistes micacés et les roches vertes (norites), ont fourni assez d'éléments fins pour que des coulées ou un abondant colluvionnement se produisent au Quaternaire.

Quoiqu'il en soit, la mer affouille actuellement des secteurs qu'elle a déjà occupés au cours du dernier interglaciaire. L'essentiel de son travail est de reprendre des anciennes accumulations et de nettoyer les zones en creux des débris qui s'y entassèrent alors ou pendant les régressions.

d) ***La régularisation actuelle*** d'un rivage aussi exposé devrait progresser très vite. Elle est encore bien médiocre cependant. Les caractères particuliers de la côte entre Finisterre et le Cap San Adrian se regroupent ainsi :

— En dehors des *coïdos*, les plages sont sableuses, mais le relief de l'arrière-pays les rend rarement très amples. Très divisée du point de vue drainage, la région ne possède guère de vallées évasées. Les criques recèlent bien de multiples plages mais leur nombre ne compense pas leur étendue. L'isthme de Finisterre, l'estuaire commun du rio Castro et du rio de Lirès, le débouché des vallons affluent à la ria de Camariñas, quelques secteurs du Massif de Traba, le débouché à la mer des fractures du pays de Lage, offrent seuls des zones basses suffisamment larges pour que des plages de plus grande envergure soient réalisées.

— Dans toutes les plages, grandes et petites, on relève une composition assez voisine : un sable assez usé (moins de 20 % de grains non usés), riche en coquilles brisées (10 à 40 % du sable de plage et 10 à 30 % du sable des dunes) (4). Nous nous expliquons aisément ce trait par le caractère très battu de ce secteur. En contre-épreuve, on vérifie que les plages à l'E du cap Finisterre ou au sein des rias (Lage, Corme) ne contiennent que 4 à 10 % de débris de coquilles ou même moins. La granulométrie des sables est généralement fine. Quelques exemples sont rassemblés sur le tableau XXIV. Le secteur de Traba (Camelle) se singularise ici encore.

— En troisième lieu, la fréquence des actions éoliennes dans presque toutes les anses de quelque ampleur est remarquable. Dunes en champs étendus et sable soufflé sur les reliefs avoisinants en sont les manifestations concomitantes. Et sur cette côte venteuse, cela n'est pas surprenant. Les vents de SW et de NW surtout y sont efficaces. Seule la plage de Llangosteira en arrière du Cap Finisterre, et protégée des influences du large par lui, est façonnée par les

(1) Ce faciès n'est pas sans analogie avec celui des dépôts de la région de Mougas, au pied de la Grova.

(2) L'opinion des auteurs de (**238**), p. 14 est au contraire favorable à une provenance des blocs à partir d'une terrasse marine ancienne.

(3) H. Franz a déjà signalé cette particularité des dépôts de pente qui souvent se disposent en « horizons », cf. (**165**), p. 57, où il est question de coupes près de Cayon. A l'W de Barrañan, nous avions espéré qu'un niveau à gley entre deux horizons de head, fournirait des indications d'ordre floristique. L'analyse pollinique fut infructueuse.

(4) Tableau XXIV et mesures effectuées par I. Parga et J. Perez Mateos (**386, 387**).

vents du SE. Des dunes bordières assez hautes — 10-15 m — sont édifiées et un champ de sable gagne vers le NW sur une grande surface (1).

TABLEAU XXIV. — *Sables de plage de la côte Nord-Ouest* (a).

GRANULOMÉTRIE

Taille des grains en mm	Camelle 62-39 %	Lage 62-40 %	Razo %	Cayon 62-33 %	Cayon 62-34 %	Barrañan 62-37 %
2-1,6	28	1	0	0	0	0
1,6-1	17	12	0	0	0	1
1-0,5	21	32	1	1	3	49
0,5-0,25	23,5	52	48,5	74	83	50
0,25-0,125	5,5	13	49,5	25	14	0
refus	1	0	0	0	0	0

MORPHOSCOPIE

Tamis 28						
N. U.	20	16	0	10		4
C. A.	56	58	20	40		42
Em.	20	22	50	38		50
Ov.	0	4	18	8		2
Rd.	4	0	12	4		2

CALCIMÉTRIE : TENEUR EN CO_3Ca

	1	11		20	22	

(a) Analyses effectuées par Mlle SIFFERT, Laboratoire de géographie physique, Centre de Géographie Appliquée de Strasbourg.

Les accumulations sableuses se ramènent à trois types. Le plus élémentaire correspond aux petites criques, logées à l'étroit dans des reliefs à pentes raides. Un estran de sable grossier, un champ de dunes exigu parfois, et c'est tout. Nous ne nous y arrêterons pas. Les plages adossées à des dépressions plus vastes attirent davantage l'attention, surtout pour les réalisations dunaires et l'importance des champs de sable gagnant vers l'intérieur. Là, deux cas se présentent. En certains lieux, la disposition de la plage face aux houles du large, et celle des formes dunaires soumises aux vents dominants concordent. Tel est le cas de la plage de Llangosteira déjà citée ou de la *playa Mar do Fora*, sur le côté occidental de l'isthme de Finisterre. Là, le sable, prélevé sur un estran de 500 m de long, avance sur plus de 300 m vers le NE jusqu'à couvrir l'isthme, ce qui donne au Cap un faux air de tombolo. Profondément encastrées dans des rentrants ouverts seulement au N, les plages avoisinant Mugia ont les mêmes caractères (Merejo, Espiñeirido, Lourido). Les versants du Castro de Lourido, du Villar de Figueiras, le N de la colline de Molinos, en arrière, subissent l'invasion du sable soufflé jusqu'à 30-40 m d'altitude.

(1) Entre la dune bordière continue et le champ de sable, il subsiste quelques témoins d'un cordon de dunes plus ancien, et démantelé. En été, au pied de la dune bordière, au sommet de l'estran, s'esquisse un cordon assez continu, mais de moins de 1 m de haut.

Il n'en va plus de même pour d'autres plages, dont le fetch lointain commande l'exposition, et que les vents forts prennent en écharpe. La *plage del Rostro* en fournit un premier exemple. Longue de 2 km, avec un estran découvrant sur 300 m à basse mer, elle se trouve face à l'W-NW. Les dunes en arrière de la plage n'offrent pas un front continu, par suite d'une résultante des vents forts de NW (N 350 gr). De cet écart angulaire résulte une disposition en redans, en fonction de couloirs de caoudeyrisation empruntés par les petits ruisseaux en hiver (1). Le sable prélevé là envahit le continent sur 1 km vers le SE. La *plage de Nemiña,* faisant front au SW sur 1,500 km, est dans une situation analogue. La majeure partie de la plage est soumise à des vents efficaces d'W-SW; aussi le sable, sans réaliser de véritables dunes, vient-il se plaquer sur les flancs Sud du Mte Nemiña (Os Casais) et même recouvrir le versant opposé à la plage jusqu'aux abords de Retorta. *La plage de Lage,* ouverte au NNE, dessine son arc de 1,500 km de sable fin en fonction de ce fetch local (5,5 km) mais se trouve balayée par les puissants vents de NE. Dans ce « valle » ample, les dunes occupent une surface considérable. Fixées aujourd'hui, elles n'en sont pas moins un lieu de déflation, qui modifie constamment leur topographie de détail hors des zones colonisées ou construites. L'angle NW de la plage est le plus exposé, et le sable a autrefois recouvert de 2 m la colline où est édifié le bourg de Lage (2). Sable dunaire et route ont contribué à barrer le cours du rio de Sarces, qui forme ainsi une lagune en arrière.

Le troisième type d'accumulations sableuses est celui de flèches barrant des baies. L'une isole une lagune assez vaste qui communique par une passe sinueuse avec le large, et est pratiquement devenue une flèche fixée à ses deux extrémités. C'est la *plage de Traba,* étirée sur 2,500 km du SW au SE (3). Un cordon dunaire sans alignement net occupe le haut de la plage; il reste peu élevé et peu occupé par la végétation, mais s'étale en largeur; aussi est-ce un obstacle suffisant pour bloquer les eaux du rio de Traba. La *ria de Lires,* elle, se voit rétrécie à son extrémité aval par une langue de sable qui prolonge la plage de Nemiña, quoiqu'elle prenne appui sur le Mte Nemiña (Os Casais). En sens inverse, adossée à la Pta Calboa, un autre poulier rejoint un rocher isolé (Millon de Lirès) transformé en tombolo à basse mer, et vient repousser le débouché des eaux fluviales vers le N. A marée basse un vaste estran découvre et peut fournir aux vents d'W et SW de quoi « saupoudrer » un arrière-pays étendu jusqu'à Boasilveira et San Esteban de Lires. Le phénomène est suffisamment lent cependant pour que la végétation spontanée ait colonisé la quasi totalité de cet « arenal » (ajouté à celui de Nemiña, cela donne une superficie recouverte de sable de 750 000 m² environ).

Sans conteste, la plus remarquable flèche de cette côte est la *Barre de l'Allones,* dans la ria de Lage. La partie émergeant à haute mer s'étire sur 1 400 m, et à marée basse, elle mesure 1 600 m à partir du pied du Mte Blanco. Le chenal n'est alors que bancs de sable (plus ou moins vaseux) qu'envahissent les chercheurs de coques, et entre lesquels sinuent les eaux descendantes. Le cordon réduit à moins de 100 m de largeur le passage de l'Allones, obligé de décrire un coude complet. Il est évident que cette « *mid bay spit* » s'est édifiée en fonction des houles du NW, les seules à pénétrer largement dans la ria. Elles y créent d'ailleurs une mer « hachée ». Mais les dunes ne font pas front au NW; elles se développent sur son côté exposé au SE où elles forment deux alignements presque parallèles; le plus ancien se trouve aujourd'hui morcelé et dégradé, coupé de couloirs NW-SE. Par contre, sur la large bande de la « barra », des formes éoliennes plus petites : nebkas, ripple marks, traînées, soulignent une certaine efficacité des vents de Sud. Ceux-ci sont également responsables de l'assaut des sables sur les flancs du Mte Blanco jusque vers 80 m d'altitude. La colonisation du sable est à peine amorcée (4). Le croquis fig. 60 donne une image des aspects si intéressants de la Barra de l'Allones. On y observera que ses contours, son érosion, sa progression aussi, doivent beaucoup au courant de jusant.

(1) En été, leur débit est trop réduit pour vaincre les obstacles dus au vent. De petites lagunes se forment alors (cf. (**387**), p. 11-12.

(2) Cf. (**386**), p. 496.

(3) Sur photo aérienne, une dérive à partir de la Pta Cabezos vers la plage a été observée; elle explique le sens de progression de la flèche. Les houles de N et de NW doivent être à son origine.

(4) I. Parga Pondal (**386**), p. 495 indique que l'efficacité des vents du Sud fut surtout sensible durant la première moitié du XIX^e^ siècle, et que plus près de nous, d'autres périodes plus courtes ont connu ce renforcement des vents de Sud, dont la fréquence actuelle n'est que de 3,3 à 8,8 % des vents dans l'année selon les données fournies pour la station de Finisterre, 3,1 à 17,5 % pour celle de la Corogne.

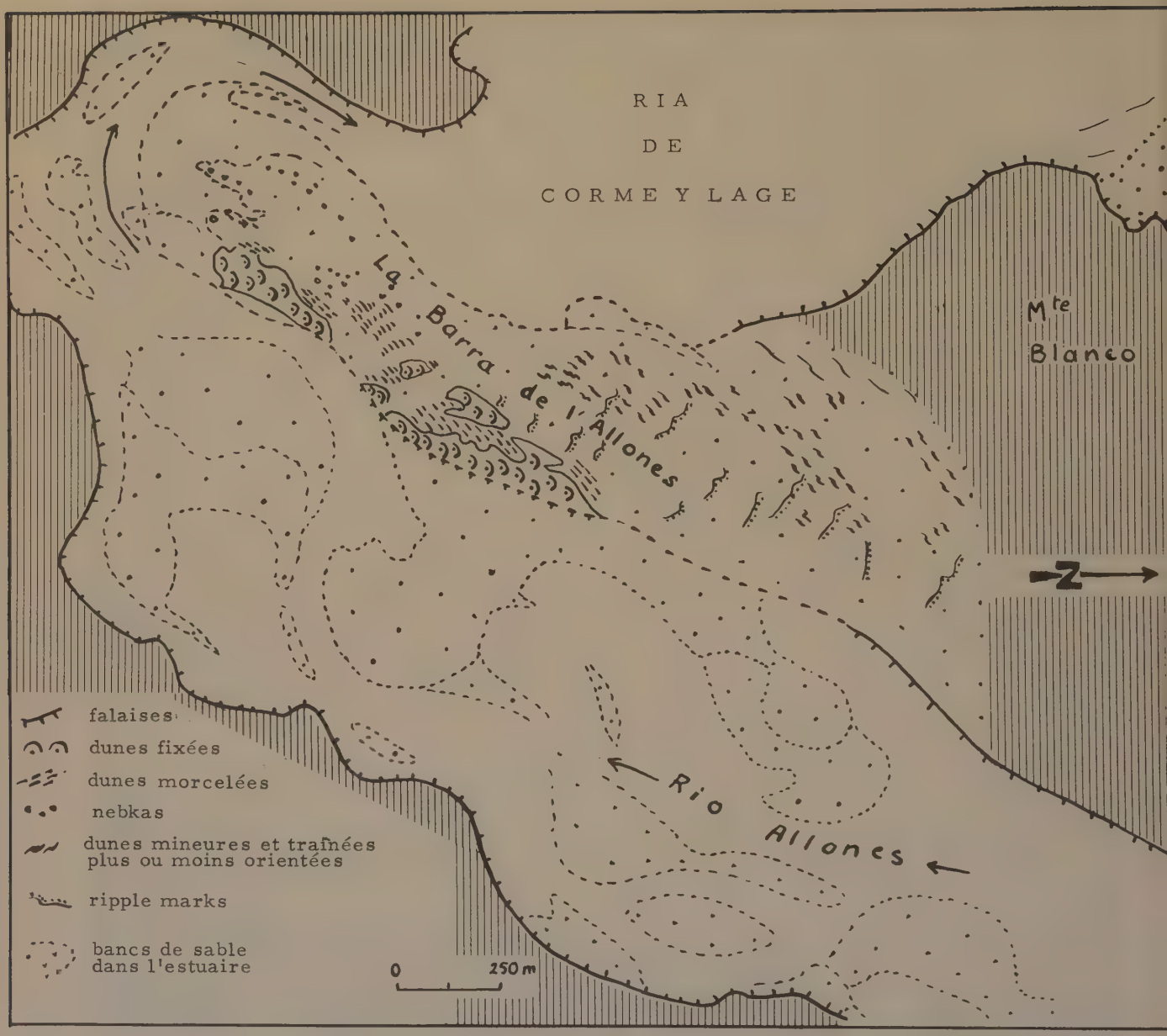


FIG. 60

Il nous reste à examiner les caractères des plages exposées au Nord, entre Malpica et La Corogne. Elles se distinguent des précédentes, lorsqu'elles ne sont pas en position très abritée, par une grande finesse du sable d'estran (cf. Tableau XXIV, p. 352). On ne note également plus d'invasion de l'arrière-pays par le sable, quoique les vents de secteur Nord soient bien représentés. *La plage de Baldayo* est la plus importante de toutes. Elle prolonge celle de Razo qui en est solidaire. En tout, l'estran s'étire sur 5,5 km. A partir du débouché du rio de Razo, un cordon couronné de dunes se dirige vers l'ENE, isolant une grande lagune couvrant plus de 2,2 km dont les contours sont imprécis et variables (1). Les dunes s'élèvent à moins de 10-12 m en général.

(1) Description *in* (235), p. 15.

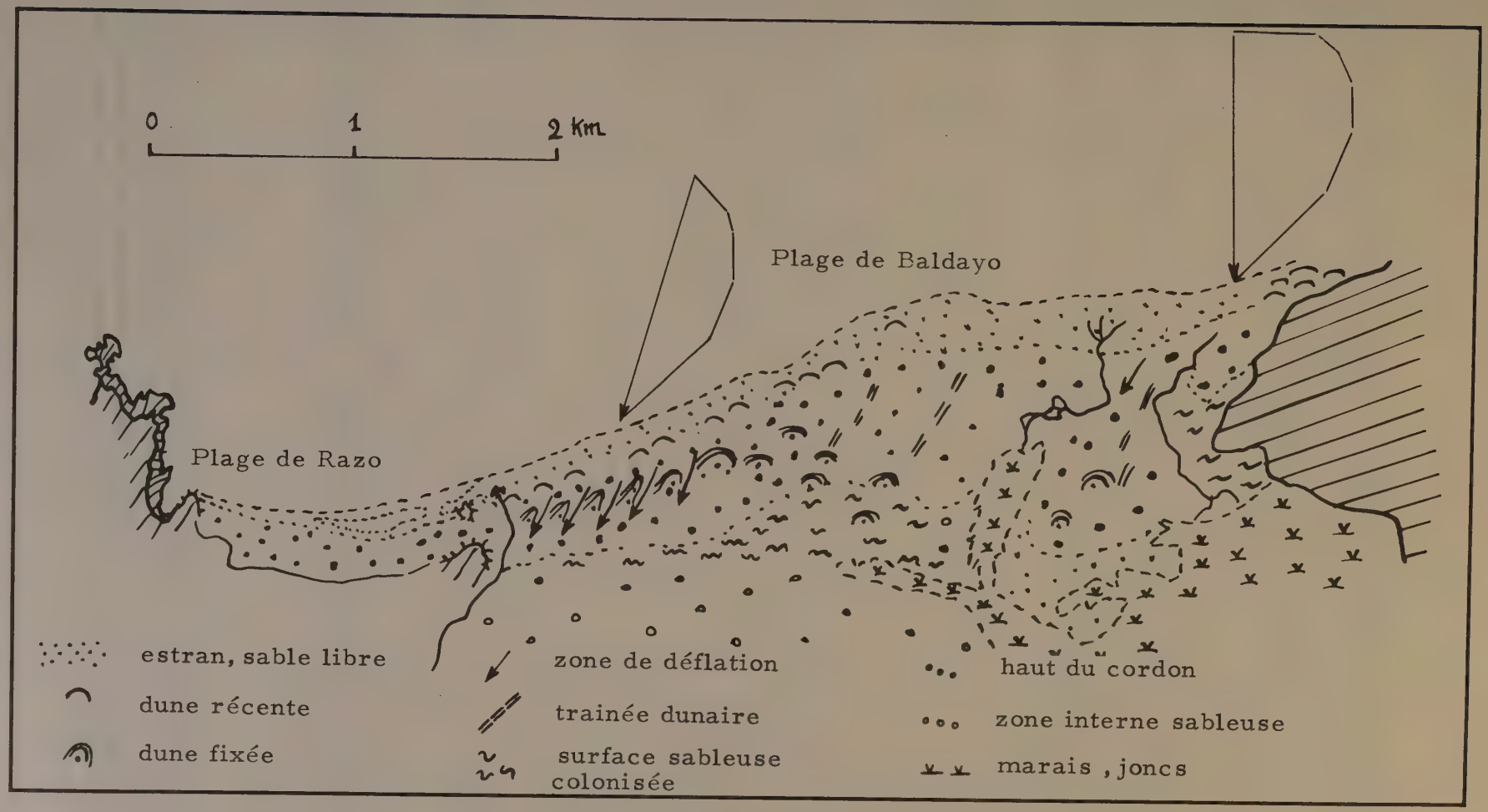

0
1
2 km
Plage de Baldayo
Plage de Razo
estran, sable libre
dune récente
dune fixée
zone de déflation
trainée dunaire
surface sableuse colonisée
haut du cordon
zone interne sableuse
marais , joncs

Fig. 61

Elles constituent un champ étendu coupé par des couloirs SW-NE. La déflation y fait affleurer des galets et des graviers. Le sable va s'accumuler, après la retombée du cordon, dans la partie occidentale de la dépression, ne laissant la lagune n'occuper que la zone orientale. Cela dénote donc la prédominance des vents de secteur NE, confirmée par le graphique établissant la résultante des vents forts. La progression de la flèche sableuse vers l'ENE, quant à elle, se justifie par la force des courants de flot, qui, dans l'immense arc de San Adrian au Cap Prior, portent vers l'Est (1); l'ensemble de l'accumulation se dispose face aux houles de NW, les plus fortes comme on le sait. V. fig. 61.

Dans le rentrant de Barrañan, une plage fait face au Nord, logée au fond d'un ample vallon. Le rio qui le draine est cette fois obligé de faire un coude vers l'Ouest, pour déboucher dans l'angle occidental de la dépression. Pas de flèche pourtant ici; seulement un haut de plage surmonté de dunes fixées qui s'étirent du NE au SW, sans doute par caoudeyrisation. En arrière, un champ plat de sable dunaire s'étend sur 150-200 m à l'intérieur des terres (2). La sortie du rio a empêché le champ de dunes de s'appuyer aux falaises du côté de l'Ouest. Mais pourquoi l'exutoire n'est-il pas dévié vers l'Est comme à Baldayo ? Est-ce sous l'influence des vents de NE ? C'est probable.

Nous terminerons cette étude des accumulations sableuses en signalant le cas de *Malpica*, presqu'île artificielle. Un tombolo s'est probablement réalisé autrefois, dont le pédoncule sableux est aujourd'hui artificiellement consolidé. L'existence de deux plages sur ses côtés, sa faible élévation (5 m), étayent fortement cette interprétation, suggérée d'ailleurs aussi par d'autres que nous (3).

De Noya à la Corogne, au long des côtes, nous avons parcouru le littoral le plus continûment exposé aux assauts de l'Océan en Galice occidentale. Côte âpre, essentiellement rocheuse, au dessin compliqué et accidenté, dont la « jeunesse » paraît évidente. Or, elle correspond au domaine où les plateaux d'érosion s'avancent de façon massive, malgré des cassures nombreuses, le plus loin en direction de l'Ouest. Si le littoral n'enregistre pas le caractère de « charnière », de « faîte » central entre Galice septentrionale et Galice méridionale, c'est que les niveaux tertiaires n'arrivent jamais ou presque intacts jusqu'à la mer. Cela revient à admettre qu'il ne s'est pas réalisé ausitôt après leur fracturation, mais à partir d'une morphologie dérivée de la retouche de leurs fragments disloqués. Cependant, les indices de mouvements du col n'ont guère été inscrits dans le secteur côtier. La rasa de Muros au Jallas, si elle est bien une plate-forme d'abrasion, a dû être élaborée lors d'une phase transgressive interglaciaire. Et elle n'est guère ou n'est pas déformée (4). Par ailleurs, quelques plages ouljiennes témoignent de leur côté que le dessin général de la côte n'est pas tout récent. Une certaine stabilité du socle paraît assurée, au moins à partir du Quaternaire ancien ou moyen.

Pourtant, la régularisation des rivages n'est qu'embryonnaire, et le type d'évolution le plus général est la contraposition. Comme la Bretagne, étudiée par A. Guilcher et ses disciples, la Galice du NW peut servir de témoin des difficultés que rencontre la mer à ronger et régulariser le trait de côte d'une région granitique. Nous en aurons encore d'autres preuves ultérieurement.

Il faut enfin souligner la nature généralement sableuse des sédiments sur la plate-forme continentale, souligner aussi le caractère moins accidenté de celle-ci que les reliefs émergés. Peut-être le sable a-t-il contribué à atténuer les dénivellations sous-marines. Il est certain que la roche, presque partout granitique, a fourni, à cause de son altération au Tertiaire, une grande quantité de matériaux de cette granulométrie. Malgré cela, cependant, la côte contraste par sa jeunesse avec le caractère usé des hautes terres de l'intérieur.

(1) Instructions Nautiques (G 1), p. 131.

(2) Une disposition en chicane a été réalisée au débouché du rio, mais elle n'est visible qu'à basse mer. Elle est due à l'existence de récifs, et non à la croissance d'une flèche opposée en direction au cordon principal.

(3) V. (235), p. 15.

(4) Une telle rasa, qui serait visible dans la topographie par soulèvement du socle devrait montrer, soit un profil bombé, soit une relation avec des failles-limites assez récentes. Aucun de ces indices n'est apparent.

CHAPITRE III

LES « RIAS CENTRALES » ET LES CÔTES JUSQU'A FROUXEIRA

« Son... los segmentos maduros y enlazados de los valles terminales, en conjunto, un corredor sinuoso, curvado, conjugando los estuarios los pedunculos peninsulares, englobado las colinas, atrayando la vida ».

(M. de Teran).

Nous avons présenté, au chapitre III de la Seconde Partie, le cadre dans lequel s'ouvre le système de rias que les géologues de Galice ont dénommé « rias centrales ». Celles de la Corogne, de Betanzos, d'Arès et du Ferrol ont en effet une ouverture commune, dans le net rentrant que dessine la côte entre les caps Prior et San Adrian. Elles forment, ainsi groupées, un plan d'eau remarquablement digité, comme si la mer avait envahi un secteur de convergence hydrographique important. Mais est-ce bien le cas ? Par ailleurs, le développement de baies amples et régulières suggère des contours où l'érosion a joué le rôle déterminant, alors que dans les rias bajas, et même celles de Noya, de Camariñas, de Lage, la tectonique est très certainement l'agent initial ou directeur. Avons-nous affaire à un type différent de rias ? A une génération différente aussi ? A n'en juger que par les paysages, cela paraît évident, car l'environnement est ici non plus les plateaux d'érosion morcelés ou dégradés, mais l'avant-pays morphologiquement distinct. Il faut toutefois y regarder de plus près.

A. — CADRE ET ORIGINE DES RIAS

(Cf. carte géol. fig. 11, pl. H. T. n° 1)

Rappellons que, au pied des surfaces d'érosion fondamentales dans cette région, une zone de transition large de 12-20 km d'Est en Ouest, et pour les rias de Betanzos et de la Corogne de 15-20 km du Sud au Nord, conduit au domaine maritime. Elle se décompose en plusieurs éléments :

— Des versants, parfois longs, souvent en pente accusée, forment le rebord des aplanissements éogènes.

— En contrebas, un palier d'âge miocène se tenant vers 300-200 m a un développement général. Il est lui même limité par un talus disséqué, qui selon les lieux reste massif ou devient une pente façonnée en vastes glacis. A l'Est, le tracé d'ensemble du talus est Nord-Sud, de la plage de Frouxeira au Rio Mandeo, en passant par Valdoviño, Jubia, Puentedeume; au Sud, l'extension du palier ne peut plus être suivie avec précision, car il se résoud en un système de collines dont paraît dériver l'environnement même des rias de la Corogne et de Betanzos.

— Enfin, aux abords des rias du Ferrol et d'Arès, les zones de faible altitude s'étendent en contrebas du niveau miocène : presqu'île de Mugardos, et « Valle de Trasancos » [E. Torre Enciso, (491)].

Nous avons montré que tectonique et lithologie ont concouru à donner les limites de cette partie de socle peu relevée. Pour le côté oriental du moins, nous avons pu préciser que le dernier soulèvement majeur du massif galicien était post-miocène. Les limites méridionales qui se marquent nettement dans le puissant front montagneux formé par les surfaces éogènes fracturées seraient dérivées d'un mouvement tectonique un peu plus ancien (1). Et si, comme nous le croyons, il y a continuité entre le palier miocène de 200 m et les interfluves encadrant les rias de la Corogne et de Betanzos, la partie Sud des Mariñas serait constituée par un plan formé de celui-ci, légèrement incliné en direction du Nord et dégradé par la multiplication des glacis et des versants. Cette hypothèse conduirait à placer la limite externe initiale du niveau miocène quelque part dans le golfe des rias centrales, selon un tracé NW-SE, jusqu'au rio Bajoy inférieur, et à lui supposer une origine tectonique. En faveur de ce point de vue, viennent les arguments suivants :

— L'ouverture commune des rias centrales se place dans une brèche réalisée de La Corogne au Cap Prioriño, au sein de la même bande granitique. Or, celle-ci donne dans la topographie des reliefs de 150 m encore aux portes même de La Corogne (La Moa, Mte San Pedro...) et des sommets de plus de 240 m au Mte Ventoso tout près de la rade externe de la ria du Ferrol. Abaissement transversal ? Interruption de l'affleurement ? Cassure ?

— Les altitudes entre les deux rives du groupe de rias de Betanzos-Arès sont très différentes, quoique la nature géologique soit la même de part et d'autre. Sur la rive Sud, on trouve près des côtes 80 à 136 m dans les schistes entre Dejo et Sada, contre 20 à 82 m en arrière de la baie d'Arès. Il y a apparemment une discontinuité dans les unités de relief qui donnent les deux presqu'îles.

— Une fracture n'aurait rien d'étonnant si l'on suit A. Rey Pastor. A partir de la localisation des épicentres de tremblement de terre, il a tracé une ligne sismotectonique qui partant d'un point situé en pleine mer au N. W. de La Corogne (43° 42′ N, 8° 58′ W Gr) gagne les environs de Lugo, en passant par les fonds proches de La Corogne et du Ferrol (2). Nous ajouterons que cette direction de cassures est ici normale, comme le montrent les vallées de fractures de Meirama, d'Arteijo, ou la gouttière du rio Mero inférieur. La carte dressée par I. Parga en 1956 fait en outre état de failles de même orientation, entre Eume et Mandeo, dont l'une débouche à la côte dans l'anse de Sta Maria de Miño, où le rio Bajoy atteint la ria de Betanzos.

Pour toutes ces raisons, nous jugeons vraisemblable l'éventualité d'un accident tectonique comme origine lointaine du bras de mer qui sert aujourd'hui d'ouverture des rias centrales sur le large. Ce serait une faille ancienne, ayant rejoué sans doute au cours de la seconde partie du Tertiaire. On se trouve amené en conséquence à considérer séparément un compartiment méridional, où se logent les rias de Betanzos et de La Corogne, et un autre, septentrional, où se développe celle du Ferrol. De toute façon, cette zone-limite servit de passage aux cours d'eau dont les vallées sont aujourd'hui ennoyées. L'Eume est peut être le plus ancien de tous. Né sur les flancs de la Sierra de Gistral, il se révèle antécédent, on le verra, au gauchissement des surfaces éogènes en direction du Nord dans son cours supérieur; antécédent également comme nous l'avons indiqué dans son cours moyen où il néglige le bassin de Puentes et le sillon tectonique qui lui ouvrirait une route directe vers l'Atlantique, pour s'encaisser en des gorges impressionnantes dans les schistes et les granites intrusifs. On doit admettre que ce fleuve a eu son cours fixé ou guidé définitivement lors des premiers mouvements miocènes. Le rio Mandeo, qui rejoint après force coudes la ria de Betanzos, descend de la Sierra Coba de Serpe et de l'escalier des

(1) Les lignites tortono-pontiens de Meirama, en effet, ne sont pas déformés comme ceux de Cantallarana, et sont situés au sein même de la ligne de faîte dessinée par les plateaux d'érosion éogènes cassés par failles.

(2) Dix secousses d'intensité 3 à 8 ont été ressenties, avec des épicentres proches de la Corogne, et quatre au Ferrol, depuis cent ans. Une liste en est donnée *in* (232) paragraphe : géographie, et un schéma des principales lignes sismotectoniques dressées par Rey Pastor y figure.

plateaux d'érosion en suivant de nombreuses cassures. Lui aussi a un cours installé depuis longtemps. Les gorges qu'il a creusées dans le palier de 300 m disent assez les efforts faits pour s'adapter au soulèvement post-miocène du socle. Le rio Mero, tributaire de la ria de La Corogne, s'est logé quant à lui en partie dans les zones de fracture sillonnant la ligne de faîte des surfaces éogènes dans leur extension vers l'Ouest, et en partie sur le niveau miocène. Son installation pourrait aisément remonter à la seconde moitié du Tertiaire; elle est à tout le moins antérieure au Quaternaire ancien. En effet, les cônes torrentiels édifiés à ce moment là existent sur les flancs de sa vallée, cf. p. 117 et suivantes. La convergence hydrographique est donc certainement pré-quaternaire.

Mais le système des rias centrales n'est pas que le résultat de l'ennoiement de vallées. En effet, le *calibre des rias se modifie assez brusquement sans changer de roche* à partir de certains points. La ria de Arès par exemple, large de 1 km de part et d'autre de Puentedeume, passe soudain à 3,200 km à hauteur de l'Ensanada de Arès. Les rives de la ria de Betanzos, distantes de 1,200 km à l'aval du pont de Bergondo, voient leur écartement tripler à partir de Sada. On peut aussi comparer les largeurs du goulet du Ferrol, calibré autour de 0,400 à 0,500 m, et la partie terminale commune aux rias de Betanzos, d'Arès, et de la Corogne, ouverte sur 10 km dans un granite de même nature. Ces différences d'ampleur ne s'accompagnent pas non plus de modifications importantes des profondeurs. L'inflexion des isobathes n'est pas plus sensible pour les cours submergés des grands fleuves (Eume, Mandeo) que pour ceux de rivières plus petites (Mero, Jubia). On doit tenir compte, bien entendu, du fait que la sédimentation a oblitéré les tracés. En tous cas il n'est plus possible de savoir si l'élargissement des rias correspond à des auges fluviales plus profondes.

Ce qui est sûr par contre, c'est que les rivières aboutissaient à des sortes de cuvettes évasées, soit à la faveur de cassures, soit de zones de roches altérées. Nous en prendrons pour preuves les cônes caillouteux qui ont été retrouvés aux abords des rias ou sur leurs rives mêmes : Mera, Sta Cruz, Pazos, El Burgo pour celle de la Corogne, Chapurra près de Sada pour celle de Betanzos. Nous leur avons consacré les pages finales de la 1re Partie, p. 112-117 notamment. Ces épandages du Quaternaire ancien attestent que *les rias étaient préfigurées d'une manière ou d'une autre par des zones en creux, vers lesquelles convergeaient les systèmes torrentiels à cette époque.* Autres preuves encore, l'extension des sédiments pierreux et caillouteux dans les rias, et l'importante altération des roches en plusieurs endroits de la côte. Les schistes ont été trouvés pourris et amollis au point que le marteau s'y enfonce, dans la baie d'Arès (partie occidentale) ou sur l'estran de l'anse de Sta Cruz; dans les fonds des rias, au port de la Corogne, aux ponts d'El Burgo et d'El Pasaje, le support des sédiments est aussi un argile de décomposition (1). Sur l'estran de la plage de Sada-Gondario l'argile affleure au milieu des sables (2). Un chapelet d'alvéoles, d'altération tertiaire, telle est à notre sens l'origine des rias. Leurs contours furent ensuite réaménagés par l'érosion subaérienne et par l'érosion marine.

Il est tentant de préciser ce qui revient à l'action de la mer; et d'abord de rechercher depuis quand on peut parler de ria. *Des traces de rivages anciens ont été retrouvés, qui se rapportent à l'Ouljien.* Un certain nombre de lieux paraissent être des amorces de « rasas » réalisées à + 4, + 5 m. Sur la rive orientale de la ria de la Corogne, la pointe Coidelos, deux îlots avoisinants, de même que la Pta Canabal et l'île de même nom, et surtout la Pta Rasa comme les criques ou saillants voisins, comportent tous des méplats plus ou moins étendus où les schistes sont nettement tronqués à ce niveau. (On notera que ces lieux sont tous exposés aux houles de NW. Une plage ouljienne a été aussi rencontrée dans la crique de *Cirro.* Elle repose sur une plateforme rocheuse haute de 3 m au-dessus du niveau actuel de la mer. L'accumulation comprend des petits galets de quartz sur 0,50 m et du sable très ferruginisé, compact ou mêlé aux galets, sur 0,50 m. La coupe se suit sur 100 m environ. Un head limoneux ou des éboulis caillouteux fossilisent la plage ancienne sous 2 à 5 m de débris; ces derniers arrivent directement sur une

(1) Indication fournie par le Directeur du groupe de ports de la Corogne (bibliogr. G 3) *in litteris.*

(2) Nous l'avons observé au niveau des hautes mers moyennes sur 80 m de largeur le 8-9-59. Un échantillon prélevé alors était fait pour 100 % de kaolinite.

rasa rocheuse immédiatement à l'W de ce lieu (1). Le sable de l'accumulation ouljienne, par son bon triage autour d'une médiane de 0,20 mm, la faible proportion des éléments fins qu'il contient (< à 0,058 mm = entre 8,2 et 17,3 %) et son usure (16-56 % de coins arrondis, 10-24 % d'émoussés) se distingue facilement des produits du périglaciaire, plus limoneux, mal triés et anguleux, et apparaît un peu mieux usé que celui de la plage actuelle de Cirro (70 % de grains non usés). La corrosion des quartz indique que leur provenance est le résultat d'une altération chimique antérieure des roches cristallines, car elle ne se retrouve pas dans les sables de l'estran actuel. La ferruginisation générale des éléments, comme la présence fréquente d'agrégats peut provenir de conditions phréatiques ou pédogénétiques postérieures au dépôt (2).

Le groupe de rias devait donc exister déjà en tant que tel durant l'interglaciaire Riss-Wurm, comme l'ensemble des côtes galiciennes vues jusqu'ici. Des témoins de niveaux marins plus élevés n'ont pas été découverts. Il y a bien, en divers points du littoral, des méplats rocheux qui se raccorderaient aisément à un niveau tyrrhénien I (vers 20-25 m). Telles les pointes Camouredo et Corboeira, sur la rive orientale de la ria de Betanzos, ou le tronçon de côte entre Sada et la Pta de Gandario sur sa rive occidentale. Telles aussi les Ptas Modias et Cruz, de part et d'autre de la baie d'Arès. Ces indices, trop fragiles, ne sont pas suffisants. Malgré une certaine analogie d'origine avec la ria de Arosa, il n'y a pas trace ici, en l'état de nos connaissances, de lieu où les cônes torrentiels ont alimenté des formations littorales ou estuariennes à quelque niveau que ce soit, sinon indirectement à la plage ouljienne de Cirro. Pourtant, l'action de la mer ne semble pas nulle en terrain schisteux. A l'Est de la plage d'Arès, la falaise s'éboule par pans sous les coups de boutoir des vagues dans un matériau il est vrai facilement débité après altération météorique. Le recul des rivages s'est manifesté aussi près du pont de Bergondo il y a une cinquantaine d'années (3). Les îlots qui devancent assez souvent les littoraux des rias de la Corogne et de Betanzos furent sans doute détachés du continent par un affouillement des lignes de faiblesse du substratum (4). La présence de plage ancienne ou de rasas invite à ne pas trop exagérer l'importance de ce retrait actuel.

Si l'on peut retracer ainsi l'origine et l'évolution des rias dans la région de Mariñas, il est plus malaisé de jalonner les étapes de l'histoire morphologique de la ria du Ferrol. Le problème principal est posé par son resserrement terminal dans un massif granitique haut de 250-300 m, après le renflement de sa partie interne. Certes, l'étroitesse du goulet n'a rien d'anormal compte tenu de la dureté du granite et de l'aspect de vallée fluviale encaissée qu'il a conservé. Mais cette gorge a des caractères épigéniques évidents. Infléchi de 3 km vers le Sud, le cours d'eau primitif aurait évité la traversée du granite, contourné le Mte Bailadora, fière figure de proue de la presqu'île de Mugardos, et n'aurait eu que des schistes fragiles à déblayer. On est alors conduit à s'interroger sur la morphologie d'un domaine qui dépasse le cadre des rias, et intéresse la côte jusqu'à Frouxeira. Afin de ne pas compliquer l'étude des rias centrales réservons quelque temps ce problème, que nous envisagerons après la présentation de l'individualité de chacune d'entre elles.

(1) Les caractères morphométriques des galets sont nettement dus aux actions marines : émoussé r 1 = 300 ; r 2 = 400 ; aplatissement = 1,76 pour des cailloux de quartz de 3 à 5,7 cm. A titre de comparaison, des galets quartzeux façonnés actuellement dans l'anse de Mera ont fourni pour l'émoussé selon r 1 = 303, et selon r 2 = 432.

(2) Sur l'estran actuel, les grains de quartz sont nettement moins nombreux que les fragments de granite ou de schiste, qu'accompagnent beaucoup de débris de coquilles.

(3) Calderon Arana (**81**), p. 99.

(4) E. Torre Enciso souligne ce trait (**491**), p. 40-41, et le met en rapport avec l'exposition aux houles de NW.

B. — L'INDIVIDUALITÉ DES RIAS

1) La ria de la Corogne

(*fig. 62*)

Seule la ***ria de la Corogne*** a fait l'objet d'une analyse topographique et géologique dont quelques résultats ont été publiés. E. Torre Enciso en effet lui consacre une thèse dont la parution est sans doute prochaine (1). Auparavant, E. Scheu lui a consacré quelques pages (2). Le premier, il mettait l'accent sur la forme ovale de la ria qui lui vaut parfois l'appellation de « Baie de la Corogne », le terme de ria étant réservé à la partie moins ouverte d'amont où débouche le rio Mero (ria del Burgo). Le premier encore, E. Scheu attirait l'attention sur le promontoire de la Tour d'Hercule, au N de la capitale provinciale, qui fut une île autrefois. Sans cette enclave rocheuse, la ria engloberait l'Ensenada d'Orzan jusqu'à la Pta Penaboa. Elle aurait alors 7,300 km de largeur à son extrémité aval. Probablement en effet, la Corogne est bâtie sur un isthme sableux qui fit du rocher de la Tour d'Hercule un tombolo. Celui-ci, initialement étroit (moins de 300 m) et uniquement sableux, fut élargi par l'apport des matériaux provenant du dragage du port, et surélevé au cours des temps par les constructions humaines. E. Torre a recueilli de multiples indices à ce sujet (3). Sans doute, cette construction littorale est-elle relativement ancienne; elle aurait existé déjà dans l'Antiquité où la Corogne était considérée comme le « Magnus Portus Artabrorum » et citée par Ptolémée. L'ouverture de la ria, en conséquence, se ramène à 4 km entre les pointes Herminia et Seijo Blanco. Sa plus grande largeur se situe entre le port de la Corogne et la baie de Mera. Elle atteint alors 5,600 km. Du large à la ria del Burgo, l'extension est de 5,800 km.

E. Torre (**491**) a insisté déjà, profils à l'appui, sur la dissymétrie de la baie de la Corogne. Car la rive occidentale est faite de granite (granite intrusif, v. p. 24 et 170) tandis que la côte orientale se dessine dans les schistes cristallins de Bergondo. Il en résulte des contours moins irréguliers, des pentes plus douces, bref une topographie plus « mûre » (E. Torre) dans les schistes, qui permettent par ailleurs l'ouverture de baies plus amples et fournissent un sable bien plus fin aux plages orientales. Nous y ajouterons aussi une différence née des processus distincts de décomposition des roches. Les granites donnent des bosses ou des dos rocheux assez bien nettoyés par le ruissellement et les arènes de décomposition sont déjà exportées pour une bonne part. Les schistes au contraire ont fourni le matériel de base des cônes torrentiels du Quaternaire ancien, et un limon jaune ocre abondant ayant la finesse d'un loess. Des analyses d'échantillons permettent d'en faire sans doute possible un produit de décomposition sous climat assez chaud et humide (4). Mais sa mise en place sur les versants qu'il empâte pourrait fort bien dater des phases périglaciaires quaternaires (colluvionnement ou solifluxion). Par endroits, les dépôts de pente donnent à la rive Est de la ria un aspect de côte contraposée. Tel est le cas dans l'anse de Mera, où la mer affouille un cône torrentiel, ou dans celle de Bastiagueiro, où les

(1) E. Torre Enciso (**491**). Cet auteur a bien voulu nous aider dans nos recherches avec amabilité et courtoisie.

(2) E. Scheu (**454**), p. 195-198.

(3) E. Torre Enciso (**491**), p. 42.

(4) Les fragments de la taille des sables sont non usés; les quartz sont fréquemment corrodés, et une ferrugination diffuse est notable. Les quartz de type saccharoïde sont fort nombreux. Granulométriquement, 55-60 % des sédiments sont inférieurs à la taille de 0,058 mm. L'absence de triage est due aux conditions de transport en vrac, à faible distance.

Fig. 62. — Ria de la Corogne

limons sont entaillés en falaises. Le plus souvent cependant, peut-être par recul des schistes sous l'effet des vagues, les formations de versant restent légèrement perchées au dessus du niveau de la mer.

La ria d'El Burgo présente un tracé plus purement fluviatile, large de 0,400 à 0,800 m, sinueux, directement en rapport avec la vallée du rio Mero. La mer la remonte jusqu'à Barcala, soit sur 4 km. Ce tronçon se distingue aussi du précédent par sa sédimentation. La vase occupe en effet les fonds qui découvrent à basse mer, ainsi qu'un schorre sur la rive occidentale dans une anse un peu à l'écart du chenal. La rive orientale par contre est, à partir de Temple, frangée d'un liseré de sable qui vient s'accoler à la plage de Sta Cristina (v. carte fig. 62). Les rares indications que nous possédons font état de 4,5 à 6,5 m de sédiments en dessous du zéro à hauteur des ponts d'El Burgo et del Pasaje. Le colmatage de la baie de la Corogne est bien plus long à réaliser car les profondeurs sont assez fortes. La cote -20 m pénètre de 2,700 km au sein de la ria. Ajoutons que les isobathes s'y étalent en épousant plus ou moins fidèlement les contours de la baie. Vers les bords, on ne trouve de la vase que dans le secteur du port de la Corogne, où sans les dragages, les fonds auraient été inférieurs à 5 m (la roche n'y a été trouvée qu'à -10 et -15 m lorsqu'on ouvrit le Puerto Nuevo; les sédiments représentaient donc là une épaisseur de 5 à 10 m). Devant la rive schisteuse de l'Est, les fonds sont rocailleux ou caillouteux. Toute la partie médiane est occupée par le sable. Celui-ci provient pour une part des apports fluviaux, si l'on en juge par les bancs qui découvrent dans le chenal du rio Mero; mais la mer doit également en acheminer à l'intérieur d'une baie aussi ouverte aux houles de N et de NW.

Tous les auteurs qui s'occupèrent de la ria de la Corogne ont été frappés par une forme d'accumulation remarquable séparant les ria d'El Burgo de la baie de la Corogne. C'est une flèche à pointe libre bien développée, offrant une plage très fréquentée (Sta Cristina) et un champ de dunes étendu (cf. fig. 63). Comme toutes les « mid-bay spits » elle se situe dans le prolongement d'un changement notable de direction de la côte, en l'occurrence ici le fond de la baie à direction générale E-W, et à l'endroit où les vagues s'amortissent. Elle se dispose face au fetch local de Nord, en s'étirant sur environ 1 km. Son développement a refoulé le chenal de Mero à l'Ouest, contre les rochers d'El Pasaje, et l'a réduit à une passe assez étroite où les courants sont forts (1). L'extrémité de la flèche est en apparence émoussée; ce n'est qu'à basse mer que s'observe le mode de déplacement du sable. Un crochet recourbé vers l'aval est développé par le jusant. Celui-ci est responsable également des contours internes du cordon. Les dunes sont érodées, attaquées par lui à revers. Cela ne peut manquer de ramener ainsi du sable vers la partie extérieure de la flèche. C'est donc un poulier qui doit sa forme de détail aux courants de marée et sa forme générale aux vagues. Les dunes — petites (2-3 m) — se disposent quant à elles en un alignement bordier en arrière duquel s'étend un champ où l'on distingue quelques dunes perpendiculaires au rivage. Dunes plus anciennes caoudeyrisées ? Il est difficile de le dire tant la surface sableuse a été modifiée par les hommes (le champ est par ailleurs tronçonné par un passage N-S dont on ne saurait préciser s'il est naturel ou non, engendré par le rio Mero, par le jusant, ou par le vent (2). Une évolution assez lente est décelable. La partie attaquée par les flots est la racine (microfalaise). Le sable ainsi libéré est soufflé vers l'amont de la ria, immédiatement derrière. Cela explique que la végétation n'y ait pas encore pris pied alors que le reste du champ de dunes est fixé. Par rapport à une carte marine de 1915, un recul de l'ordre de 70 m du front de la racine s'est marqué. E. Torre Enciso pense que la cause initiale est à chercher dans la destruction par les hommes de la protection végétale de ce secteur (3). Les tempêtes en tous cas engendrent des conditions identiques, et déclenchent au moins le processus.

Avec les rias de Betanzos et Arès, nous allons trouver des conditions quelque peu différentes. Le contexte lithologique est à peu près uniforme (schistes de Bergondo). Les rives sont par conséquent plus semblables dans leurs profils (15°) et dans les modalités de leur évolution.

(1) Cf. E. Scheu (454), p. 198, et H. Schurtz (459), p. 64-65. Les courants nettoient le chenal, ce qui assure en même temps une certaine stabilité à la flèche.

(2) H. Schurtz signale que les habitants y ont prélevé du sable sur cette plage pour amender les sols de culture.

(3) E. Torre Enciso (491), p. 40.

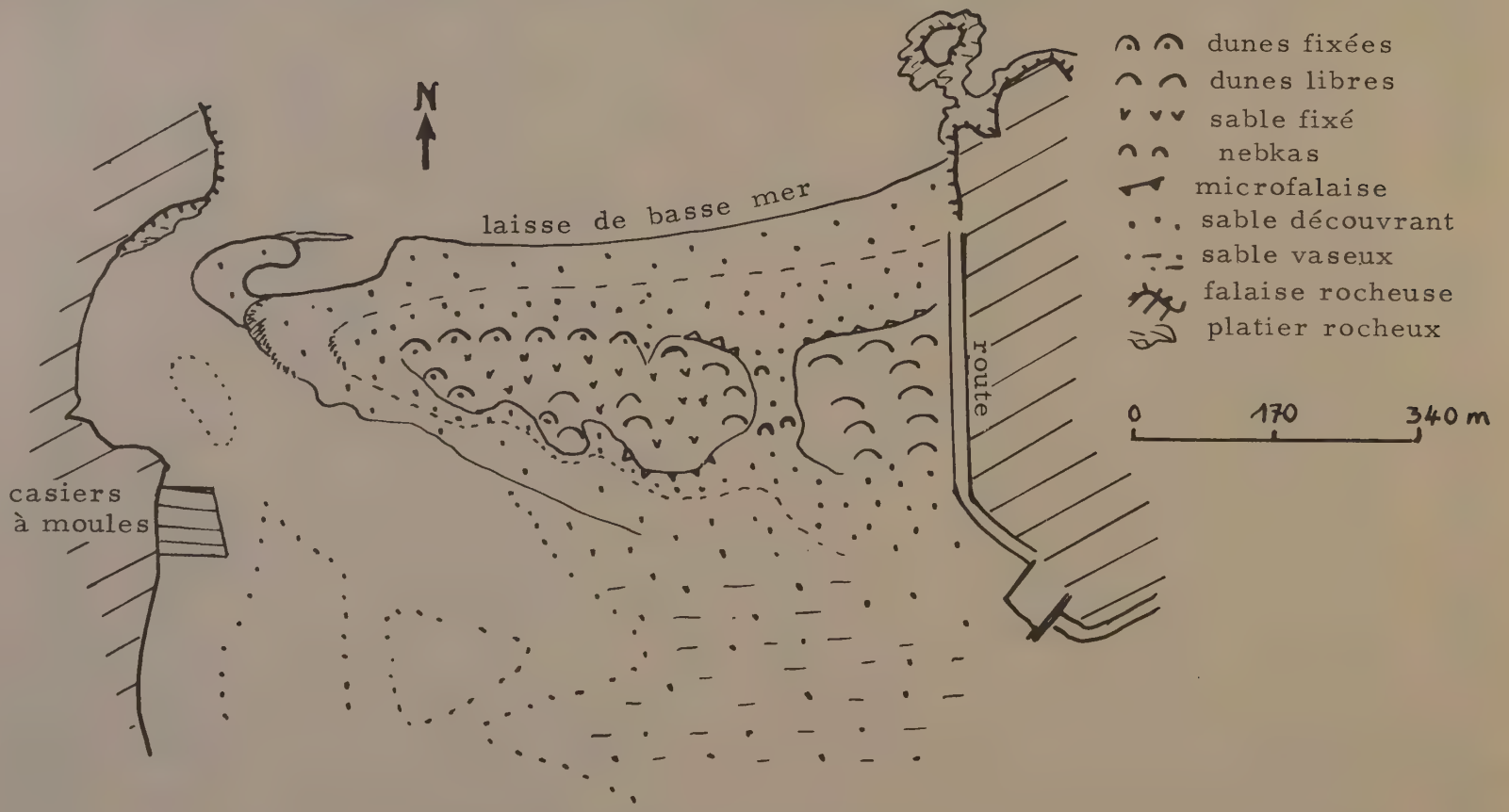


FIG. 63. — Plage et flèche de Santa Cristina (ria de la Corogne)

La régularisation des rivages étant assez avancée, E. Scheu a pu parler à leur propos de « côte ennoyée allant vers la maturité » (1). En outre, leur forme est davantage allongée, et plus directement en rapport avec les grands fleuves qui s'y jettent : Mandeo et Eume.

2) La ria de Betanzos

(*Fig.* 64).

Elle peut se décomposer, comme la précédente, en deux zones distinctes; mais la partie externe et évasée a au maximum 3,8 km de large entre les pointes Lavadoira et Camoureda. Pour une distance méridienne de 6,500 km on peut estimer à 2,5-3 km l'ampleur moyenne de ce bras de mer. A partir des Ptas Gandario et Xurelos, une seconde partie, plus manifestement dérivée d'une vallée, s'allonge sur 5 km jusqu'à Betanzos, où confluent le Mandeo et le système Miñatos-Mendo. La largeur se ramène alors à 400 m dans les secteurs les plus étroits, 1,200 km dans les plus évasés. L'ensemble de la ria mesure donc environ 12 km et aurait une allure en entonnoir, n'était le domaine commun avec la ria de Arès. La disposition méridienne ne peut guère être mise sur le compte de fracture, car le dessin de détail présente des sinuosités autour d'une telle direction. Il est plus plausible de supposer que les rios convergeant à Betanzos étaient sollicités vers le Nord par une pente générale qui pourrait être celle du niveau miocène dont proviennent les reliefs encadrants. L'élargissement de l'aval, comme on l'a déjà expliqué, est dû au développement d'alvéoles d'altération (kaolinite de Sada-Gandario), déblayée par l'écoulement torrentiel dont il reste le témoin de Chapurra; à l'arrivée d'affluents aussi, dont les vallées sont façonnées en auges amples, car elle dérivent de fractures NW-SE : ce sont les estuaires du rio Lambre, pénétré sur 2 km, et du rio Bajoy, marécageux en arrière d'une flèche sableuse. Peut-être enfin à un accident de même direction ou prolongeant l'une de ces cassures sur lequel s'arrêterait l'extension du niveau miocène, et dont nous avons suggéré l'éventualité au paragraphe précédent.

A ces deux zones de la ria, comme à la Corogne, correspondent deux domaines de sédimentation. La partie amont jusqu'au pont de Bergondo (Pedrido), est colmatée par la vase. Un schorre s'est construit jusqu'à 3-4 m de hauteur au-dessus des basses mers. Une microfalaise, à peu près générale, en marque nettement les contours. Il est encore inondé aux hautes mers, sauf lors des mortes eaux (un peu moins de 3 m au-dessus du zéro des cartes marines). La marée y réalise un grand nombre de *creeks*. Les uns courts, terminés en amphithéâtres, correspondent aux chenaux de flot qui festonnent les contours des schorres. Les autres, qui sont responsables du découpage des zones colonisées, sont le fait du jusant (cf. fig. 65) (2). On doit imputer sans doute le colmatage vaseux à la transgression flandrienne, car des sondages récents réalisés juste en aval de Betanzos, montrent que des produits de décomposition de la roche en place se trouvent à — 10 m environ dans l'axe de l'estuaire, et que la sédimentation continentale qui les surmonte (argile, sable et galets schisteux et quartzeux) n'a que 0,50 à 1,55 m d'épaisseur. Tout le reste est de nature vaseuse, sauf une pellicule superficielle de sable en transit dans l'axe du rio (3). Dans plusieurs sondages, le matériel de décomposition des roches présente plusieurs horizons. Un niveau, épais de 0,80 à 1,60 m, composé d'argile avec graviers ou sables quartzeux, anguleux ou usés, repose sur un schiste décomposé en argile, et se trouve surmonté

(1) E. Scheu (**454**), p. 200. (Les paragraphes concernant ces rias occupent, dans le travail de cet auteur, les p. 198 à 200).

(2) Le schorre paraît stable; des mesures sur deux piquets entourés d'un semis de sable, n'ont révélé qu'une sédimentation vaseuse de 0 et 1 cm en 2 ans. En avant des creeks, près du pont de Bergondo, les exhaussements (de 1-3 cm en 3 ans) de la slikke se sont montrés en rapport avec la destruction du schorre par sapement (mesures sur six piquets).

(3) Renseignements aimablement fournis par le service de groupe de ports de Noya-la-Corogne. La vase comprend parfois des niveaux tourbeux (avec feuilles décomposées), ce qui traduit le caractère lent de la transgression et correspond bien à la position même du lieu.

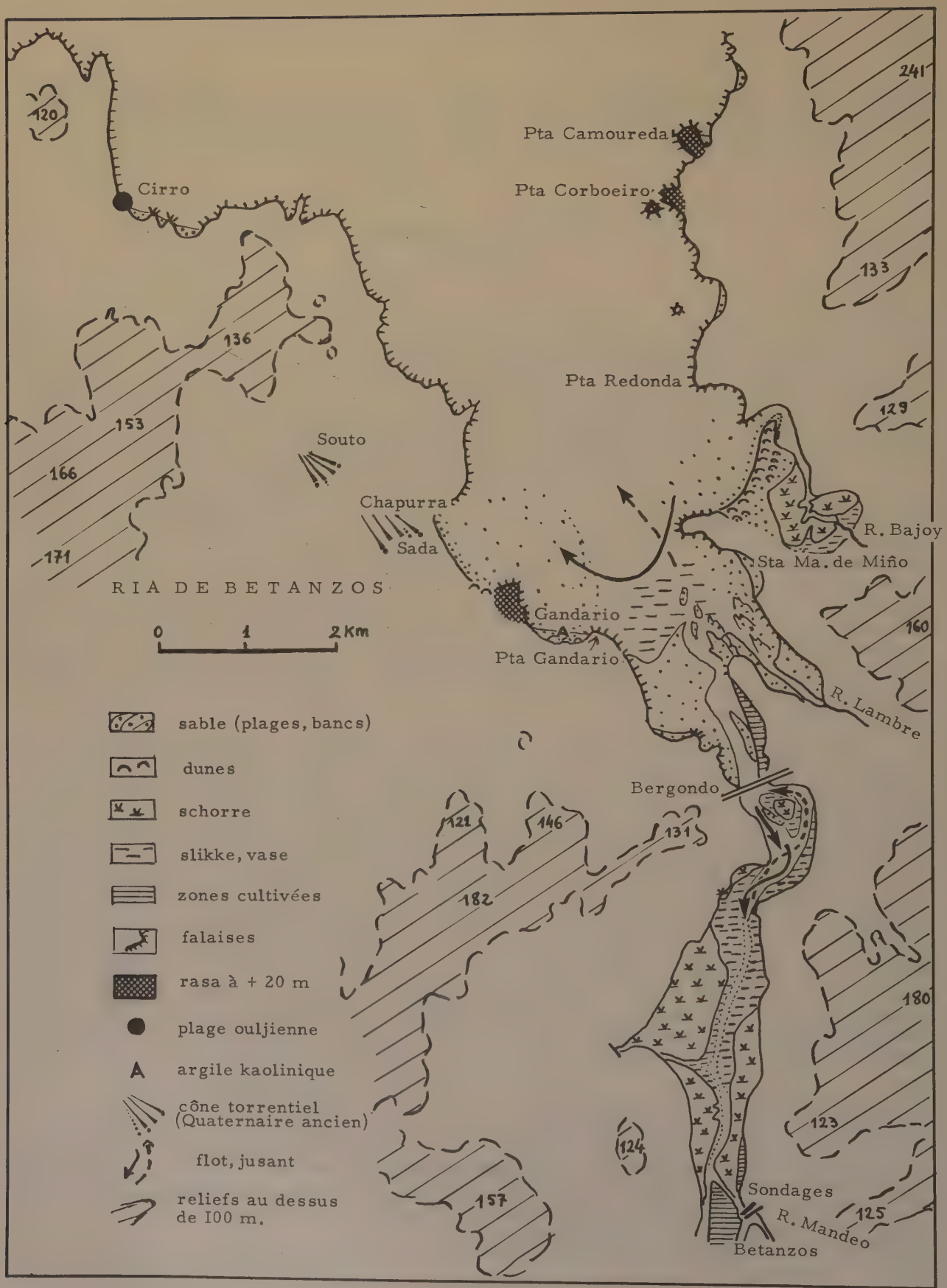

120
Cirro
Pta Camoureda
Pta Corboeiro
241
133
136
153
166
171
Souto
Pta Redonda
129
Chapurra
Sada
R. Bajoy
Sta Ma. de Miño
RIA DE BETANZOS
0 1 2 Km
Gandario
A
Pta Gandario
160
R. Lambre
Bergondo
121
146
131
182
180
123
124
157
125
Sondages
R. Mandeo
Betanzos
sable (plages, bancs)
dunes
schorre
slikke, vase
zones cultivées
falaises
rasa à + 20 m
plage ouljienne
argile kaolinique
cône torrentiel (Quaternaire ancien)
flot, jusant
reliefs au dessus de 100 m.

Fig. 64

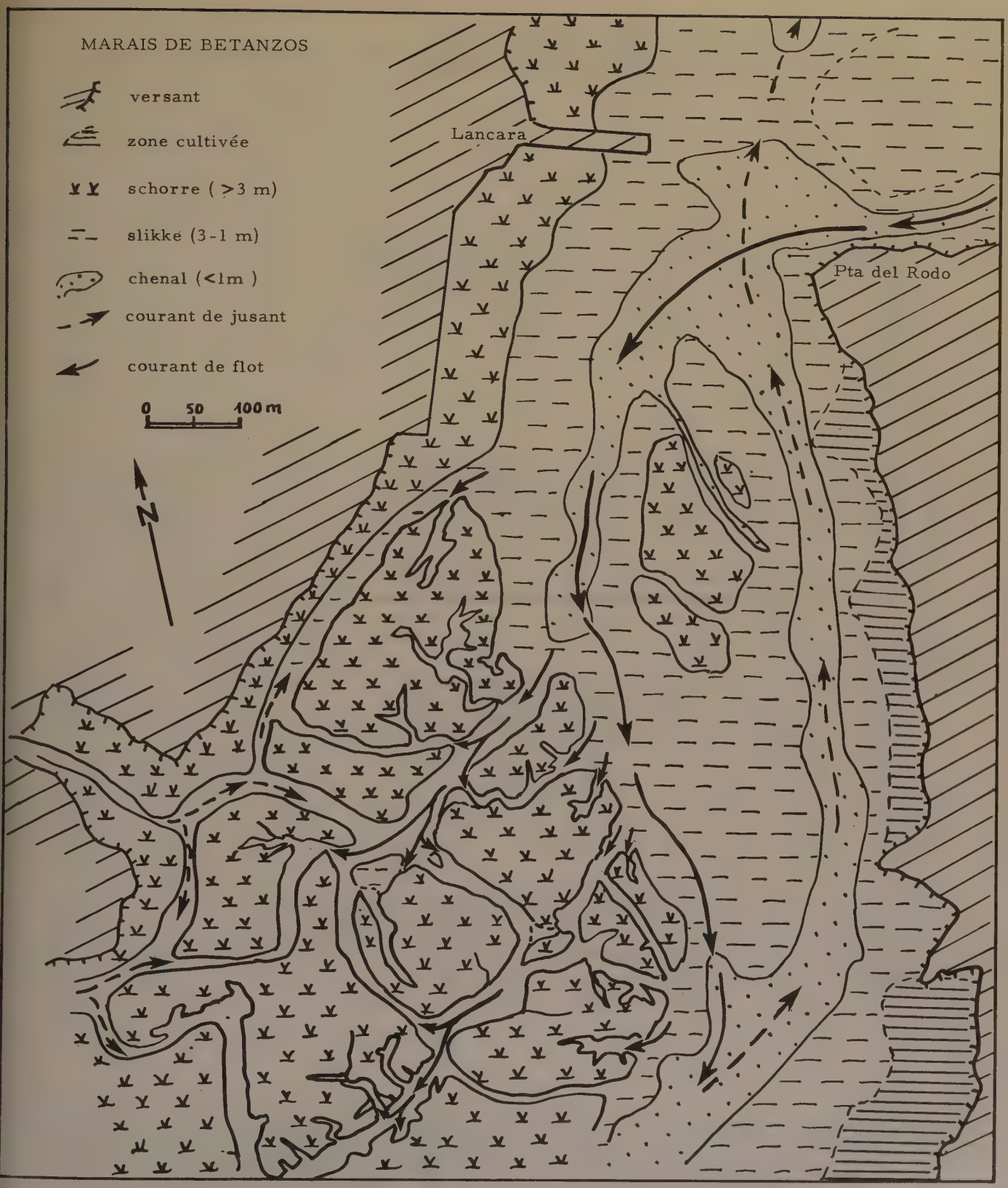

MARAIS DE BETANZOS
versant
zone cultivée
schorre (>3 m)
slikke (3-1 m)
chenal (<1m)
courant de jusant
courant de flot
0 50 100 m
N
Lancara
Pta del Rodo

Fig. 65

SONDAGES DE BETANZOS

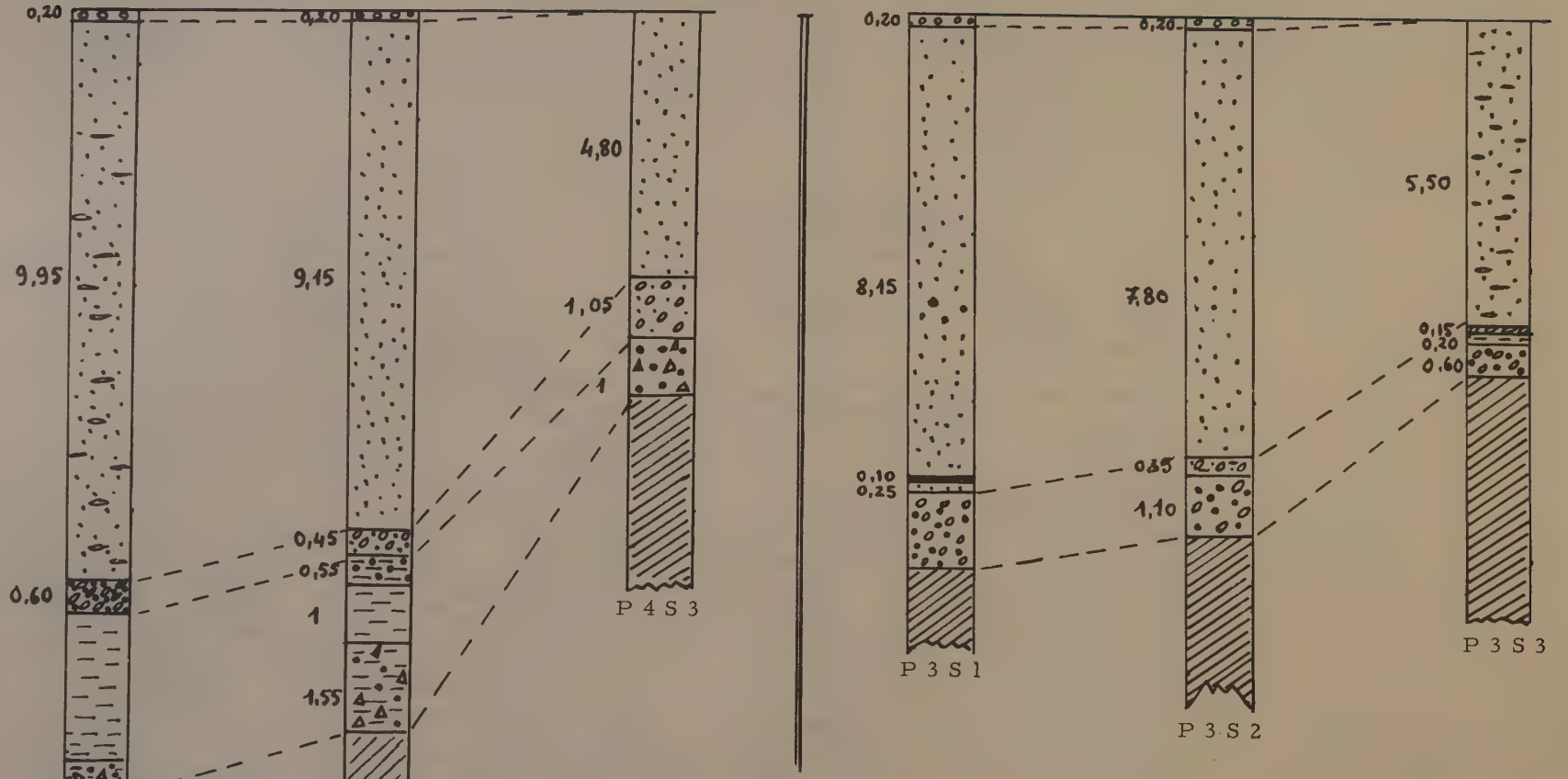


Fig. 66

par un autre niveau limoneux. Apparemment les flancs de l'estuaire ont connu un façonnement continental polygénique, avec un épisode torrentiel peut-être, dont les dépôts corrélatifs sont fossilisés par le remblaiement fluvio-marin (v. fig. 66). Enfin, la vase apparaît, à l'analyse, d'origine locale. Les schistes de Bergondo donnent à l'altération des argiles de type illite dans la proportion de 50 % et de type chlorite, pour 50 %. Dans les vases, on retrouve 50-60 % d'illite 30-40 % de chlorite, et un peu de kaolinite (10 %).

La partie aval de la ria de Betanzos, au N du pont de Bergondo, est surtout occupée par du sable. Le remplissage atteint maintenant le niveau des basses mers sauf dans le chenal d'estuaire au Sud d'une ligne Sada-Sta Maria de Miño; d'abord, parce que s'y opère le graduel rétrécissement de l'estuaire; mais aussi parce que le courant de flot, dévié par la Pta Satareixas, décrit un mouvement de giration vers l'Ouest en direction des plages de Gandario et de Sada. Dans ces conditions, des accumulations sableuses s'étalent de part et d'autre d'un chenal en estrans plats très étendus, ou en bancs ou langues dirigés vers le N (Ptas Xurelas). Seule la force des courants de marée dans le chenal en assure l'entretien (1). A Sta Maria de Miño même, l'estuaire du rio Bajoy, ouvert aux houles du large (de NW), est barrée par une flèche à pointe libre, appuyée sur la Pta Satareixas et ayant progressé vers le NE. Le Bajoy voit son embouchure déviée par ce poulier sableux. Un double cordon de dunes bordières en forme le sommet sauf à l'extrémité libre, biseautée sur sa face interne par les courants de jusant ou les migrations du chenal du cours d'eau. Sur le reste de son étendue, le cordon retombe doucement en arrière des dunes, vers une zone marécageuse où s'est édifié un schorre passant à une joncheraie à l'amont. Les quelques coupures dans le champ de dunes, à peu près perpendiculaires au cordon, traduisent la prédominance des vents forts à résultante de WNW. Les sables de la ria de Betanzos n'offrent guère de caractéristiques sédimentologiques communes, si l'on en juge par les résultats obtenus sur quatre échantillons prélevés à cet effet. Le sable est fin (plus de 75 % < à 0,25 mm) et assez médiocrement usé sur la rive occidentale, à Sada et à Gandario (36 % de non usés, 44 % de coins arrondis, 20 % d'émoussés). Le premier caractère est lié à la nature de la roche schisteuse encadrante sans doute, le second provient de la position abritée, défilée par rapport aux houles de ces deux plages voisines. La flèche de Sta Maria de Miño est de granulométrie moins uniforme, 20 à 40 % des grains dépassant 0,5 mm. On peut y voir l'influence des apports du rio Bajoy, dont le bassin est en partie étendu sur un domaine granitique et gneissique. Par contre l'usure des sables est plus accusée; les non usés ne comptent que pour 16 %, contre 50 % de grains à coins arrondis et 26 % d'émoussés; 4 % ont acquis une forme ovoïde. La mer intervient donc ici de façon efficace; elle y ajoute l'apport de fragments coquilliers, qui donnent au sable de Sta Maria de Miño une teneur en Co_3 Ca de 11 à 13 %. Il n'y a là rien qui surprenne puisque cette accumulation est, avec la flèche de Puentedeume, celle qui est la plus exposée aux influences du large. Il semble que cet apport se marque encore dans la partie interne proche du chenal, où la vase de slikke à Bergondo contient encore 4 à 9 % de Co_3 Ca. Mais la calcite est présente parmi les minéraux des schistes de Bergondo, qui recèlent environ 3 % de CaO. L'origine des sédiments qui remplissent la ria est toutefois un problème trop délicat pour que ces quelques indications suffisent à la résoudre.

Tout compte fait, la principale originalité de la ria de Betanzos est dans son étirement en longueur, combiné à un secteur terminal très ouvert aux influences du large. L'amortissement de celles-ci protège la partie interne de mouvements d'eau trop brutaux et justifie l'absence de falaises à l'amont, comme l'extension de vasières. Mais la masse du flot pénétrant dans la baie externe assure un courant suffisant pour maintenir un chenal stable, encore que maintenant trop peu profond pour les embarcations susceptibles de gagner Betanzos.

(1) Données communiquées par le chef de service des groupes de ports Noya-La Corogne, au 17e Congrès International de Navigation maritime : Lisbonne 1949. On impute au mouvement giratoire des courants en aval la différence de composition des sédiments entre les deux rives de la ria; l'apport maritime est plus important sur la côte orientale; au S de l'estuaire du Lambre, les sédiments contiennent moins de coquilles, plus d'argile, et de limons continentaux sur la rive gauche (entre la Pta Gandario et le pont de Bergondo).

3) La ria de Arès

C'est, à part son tronçon commun avec la ria de Betanzos, la plus classique, la plus nettement liée à une vallée fluviale (v. photo 62/15/3, *planche III*). Elle se décompose en trois secteurs distincts. L'amont est une véritable gorge fluviale ennoyée, encaissée entre des versants à pentes raides (jusqu'à 30°) qui descendent du niveau miocène de 300 m pénétrant en doigt de gant dans le domaine des plateaux d'érosion plus anciens et plus élevés. La marée remonte ainsi à partir de Traseiras, sur 3,900 km, jusqu'au Moulin de la Ferreira. Il faut, pour voir émerger quelques joncs au fond de la vallée, que s'esquissent des sinuosités à 1,800 km à l'aval de Ferreira, et pour apercevoir les premiers schorres, avoir parcouru 2,400 km à partir de ce lieu.

La seconde partie de la ria, déjà plus ouverte et à pentes plus douces va de Traseiras à Puentedeume; longue de 4,400 km, elle reste sinueuse, au gré des méandres ennoyés de l'Eume. Les eaux de la ria recouvrent le pied des versants, qui sont l'aboutissement des glacis plongeants de Chao, Noguerosa, Villar sur la rive gauche, de Cabañas sur la rive droite. Les reliefs encadrants sont encore issus du niveau de 300 m. Mais l'aération en est plus grande à la suite de cette dissection. Des schorres d'extension médiocre occupent les angles morts, tandis que le chenal est surtout sableux (quelques bancs découvrants peuvent être observés à basse mer). Une flèche de type *mid-bay spit* marque la limite de ce secteur; elle est classiquement située à la limite de l'action des vagues, et face au fetch maximum d'Ouest. C'est « l'Arenal de Cabañas » étiré sur 1 km, de forme triangulaire, et portant un dense boisement de pins (1). Le sable s'étale encore largement en arrière, jusqu'au pont de la route de Puentedeume - Le Ferrol et même en deçà (2).

Un troisième secteur va de ce « Nehrung » jusqu'à la Pta Camouco, à l'W de Redes (2,700 km). La largeur passe maintenant à 1,500 km, encore bien calibrée. On note seulement une dissymétrie entre les deux rives quant à leur altitude et leur aspect. Au Sud, le bord de la ria est constitué par le versant Nord du Mte San Miguel de Breamo (305 m) retouché légèrement par la mer en falaises sur quelques mètres. La rive Nord est taillée dans les schistes déjà tronqués vers 25 m près de Redes, surmontés de débris de versants issus des pentes d'un relief moins élevé (180 m) à l'Ouest de Val. Le dessin d'ensemble reste légèrement sinueux et quoique la sédimentation sableuse ait oblitéré la topographie des fonds, on peut penser que c'est encore un tronçon de vallée fluviale submergée.

Enfin, la ria de Arès, qu'on arrêterait volontiers là, va former avec celle de Betanzos le bras de mer qui longe la presqu'île de Mugardos-Arès selon une direction NWW-ESE. De par sa constitution lithologique, celle-ci fournit deux aspects de côte bien différents. La grande baie de Arès, comme celle de Redes, s'ouvre dans les schistes de Bergondo altérés jusqu'à en être pourris par places. Le fond de l'Ensenada présente les traits ordinaires de la contraposition, car il est déblayé dans des produits de versant, ou affouillé dans un ancien placage dunaire. Les schistes affleurent jusqu'à l'Ensenada de Arcoso; les falaises s'y élèvent progressivement après la petite plate-forme arasée à + 30 m de la Pta Cruz jusqu'au contact avec les granites (falaises évoluant par foirages à partir des plans de diaclases). La partie terminale, faite de granite, est moins déchiquetée dans le détail et n'a plus de vraies falaises; ce sont des versants convexes plongeants et nettoyés seulement par la mer. Le fait remarquable de cette presqu'île est sa faible altitude en son milieu. Bien sûr, l'existence d'un système hydrographique ramifié, en arrière d'Arès, peut expliquer en partie cet ensellement. Mais il est certain que celui-ci correspond aussi à une zone d'altération très sensible. La kaolinite n'est pas rare, dans des gîtes d'argile exploités

(1) H. Schurtz l'avait déjà observé ainsi au début du siècle (459), p. 63-64.

(2) E. Scheu (454) p. 199 indique que le pont actuel date de 1870; il a remplacé un pont à arches sur toute sa longueur. Celui de maintenant n'en comporte plus que sur la moitié de son extension. En arrière de la partie construite d'un seul bloc, de grandes barres sableuses se développèrent alors.

ici ou là en surface (1). En l'absence de témoins géologiques, nous ne nous hasarderons pas à choisir l'origine de cette argile entre l'altération superficielle et les actions pneumatolytiques (faille méridienne ?). Toujours est-il que cette zone basse se trouve dans le prolongement de la ria de Betanzos, et nous la retrouverons dans les contours de celle du Ferrol.

En tous cas, la ria de Arès, la plus conforme au schéma classique de la vallée inférieure de cours d'eau ennoyée, ne montre plus nulle part la trace du talweg ainsi recouvert. Or, l'Eume est un fleuve assez puissant; nul doute qu'il s'est ouvert dans les sédiments de l'Interglaciaire Riss-Wurm, voire dans la roche sous-jacente, un lit profond et bien marqué pendant la régression wurmienne. C'est dire à quelle vitesse s'est fait le remblaiement postglaciaire, et avec quelle épaisseur. Ce fleuve travailleur, ainsi que le Mandeo et le Lambre, apportent bien sûr beaucoup de sédiments dans leurs rias, mais on est en droit de supposer une collaboration très efficace de la mer. Aucun sondage malheureusement ne peut nous éclairer jusqu'à maintenant sur ce point.

4) La ria du Ferrol

Elle doit à sa configuration particulière son intérêt militaire. Celui-ci malheureusement ne facilite pas les recherches au géomorphologue étranger, refoulé de maints itinéraires autour de la ville et de ses installations. Nos observations sont donc restées lacunaires de ce fait. Rade spacieuse et calme, verrouillée par un goulet, elle appelle la comparaison avec celle de Brest. Mais cela ne pourrait être mené bien loin. Les dimensions restent plus petites : 17 km de longueur contre une quarantaine; moins de 2 km de largeur en moyenne, contre plus de 6 ou 8 dans la rade bretonne. Les contours sont beaucoup moins ramifiés aussi, car un seul fleuve notable est tributaire de la ria du Ferrol (rio Grande de Jubia); encore est-il moins important que l'Aulne. Surtout, la structure en est fort différente. Ici n'interviennent pas les failles ou décrochements, et la disposition des couches n'est pas orientée dans un sens voisin de celui du développement de la baie, mais d'une manière perpendiculaire. A ce point de vue, la ria du Ferrol est de la famille des « ledanou » ou « rias en bouteilles » (2) de type Trieux ou Odet. Comme pour certains des lédanou du Sud de la Bretagne, son évasement interne est lié à des phénomènes d'altération subaérienne des terrains schisteux, ainsi que l'attestent les gîtes d'argile kaolinique que nous avons rencontrés dans ses environs (3).

E. Scheu a déjà décrit les diverses parties de cette ria et bien vu les conditions géologiques correspondantes (4). Nous n'y apporterons que quelques compléments. La partie interne s'ouvre d'abord dans un domaine de contacts lithologiques anormaux. Une bande de roches basiques très altérée, de Naron à Néda, disposée de façon méridienne à côté d'un affleurement de granite assez bien mis en relief, est coupée et décrochée par une faille WNW-ESE. L'exploitation de cette zone de fragilité explique l'aspect ramifié en « queue de poisson » du début de la ria. Comme le rio Grande n'emprunte cependant pas la cassure pour y arriver, son cours encaissé n'est que peu pénétré par la marée. Le développement de la ria est guidé d'abord par le contact entre les roches basiques (gabbros) et les schistes de Bergondo dans lesquels elle a déjà environ 800 m de largeur. Les versants orientaux ont l'allure de glacis inclinés de 2-3° en bas de pentes plus fortes (10-18°) auxquelles ils se raccordent de façon concave, sans Knick. Progressivement, la direction s'infléchit à E-W, en même temps que la ria s'élargit : 2 km entre la baie de la Gandara et Perlio. Elle s'agrandit aussi de petites baies latérales ouvertes dans des schistes

(1) Cf. à proximité du kilomètre 2,100 de la route Arès-Mugardos.

(2) A. Guilcher (186), p. 163-164.

(3) Tels ceux qui peuvent être observés aux kilomètres 1, 2 et 6,6 de la route Le Ferrol-Cedeira par Sta Maria de Castro, et ceux que nous avons cités entre Mugardos et Arès. La kaolinite représente approximativement 80 % des minéraux argileux, la montmorillonite 10 %.

(4) E. Scheu (454), p. 200-203.

assez généralement tronqués vers 18-25 m d'altitude : presqu'île de Carenza et partie basse de la ville du Ferrol au Nord, Ptas del Ramo ou de Seijo au Sud. S'agit-il de *rasas* ? Nous n'avons guère que le critère d'altitude, joint à la planéité, pour le justifier. Les constructions, anciennes ou récentes, ont occupé ces espaces empêchant toute recherche suivie. E. Scheu parle bien de « terrasses » entaillées de ravineaux étroits dont les embouchures sont elles aussi ennoyées, sans s'engager plus avant. Il nous paraît cependant douteux que la mer ait pu développer de tels replats par abrasion dans un secteur aussi abrité. A l'heure actuelle d'ailleurs, le ressac ne fait que déchausser des pans de schistes altérés le long des diaclases. Le phénomène est suffisamment lent pour que la végétation couvre presque jusqu'en bas ces falaises basses quoique raides. Au passage, on notera que l'abaissement des reliefs encadrants jusqu'à des cotes de 20 à 40 m dans le milieu de la presqu'île de Mugardos ne s'accompagne pas d'élargissement notable. Il faut attendre la zone de contact entre schistes et granites pour que, guidés par elle, de profonds rentrants soient ouverts. Au Nord, la baie de la Graña forme une ramification profonde de 2 km (sinueuse) et large de 1 km; elle correspond au débouché d'un faisceau d'arroyos pourtant bien médiocre. Au Sud, la Ensenada del Baño est plus modeste : 800 m de « profondeur » pour 400 m de largeur (1).

Brusquement, la ria se rétrécit lorsqu'il lui faut traverser les granites intrusifs. Ce n'est plus qu'un goulet de 0,500 km de large, assez bien calibré, sinueux, jusqu'à la Pta San Cristobal. Au long de ces trois kilomètres, les pentes des reliefs granitiques plongent directement dans les eaux avec une inclinaison de 15-20° (versant convexes). Les vagues et les embruns en dénudent un liseré inférieur où apparaissent les systèmes de diaclases exploités par la mer. Passée la Pta San Cristobal, un rentrant de la rive Nord dote la ria d'une baie extérieure qu'abrite l'avancée du Cap Prioriño. Ce rentrant ne peut être mis en relations avec un changement de roches, le même granite formant la totalité de ses contours. On ne peut pas non plus l'imputer à l'érosion marine, car cette rade externe est déjà bien protégée des fortes houles. Par contre sa liaison avec un accident tectonique NE-SW est probable. Une cassure en effet engendre un sillon d'érosion aux rivières coulant en sens opposé dont le col est à 100 m en contrebas des sommets encadrants vers Confurco, crée sans doute le talus en arrière de la baie de Doniños, et se poursuit, révélée par l'hydrographie, jusqu'à San Pedro de Marmancon. Au total, cette fracture se suit sans interruption sur 8 km. Rappelons que cette direction de failles avait déjà joué un rôle directeur pour la côte à l'W de la Corogne, entre San Martin de Suevos et le Puerto de San Pedro notamment.

La sédimentation dans la ria est directement dépendante de sa ventilation par les vagues. Dans la rade externe, les fonds sont sableux ou caillouteux et les matériaux doivent avoir une origine locale. Dans le goulet, nettoyé par des courants de marée pouvant atteindre 3 nœuds, les dépôts sont bien entendu grossiers, jusque dans les anses, car les courants de flot et de jusant portent parfois vers les baies dans les différentes courbes (2). Le flot cependant ne pénètre pas directement dans le rentrant de Lousada, où les fonds sont vaseux. Il évite aussi l'anse del Baño, mais c'est le jusant qui y crée un brassage assez fort. Aussi le sable y est-il mêlé de vase provenant de l'intérieur de la ria. Là domine une sédimentation vaseuse. Devant le port du Ferrol même, on note pourtant des fonds plus caillouteux (origine locale ?). Le colmatage à l'amont a semble-t-il progressé très vite, en arrière d'un pont de chemin de fer datant du début du siècle (3), et gagne maintenant en avant de cet obstacle. Aussi les fonds de la ria, de l'amont jusqu'au port du Ferrol, sont-ils peu profonds, inférieurs à 10 m. La concentration des courants ayant à franchir le goulet assure des profondeurs de 15 m et plus jusqu'à la rade extérieure. Elles n'excèdent toutefois pas 20 m sauf en un point coté — 32 m; c'est suffisant néanmoins pour qu'au goulet corresponde un léger ombilic, les fonds à l'aval restant à — 14, — 15 m sur une courte distance, avant d'atteindre 20 puis 30 m à hauteur des caps Prioriño Chico et Coitelada.

(1) Sur la rive Sud, il est fréquent de rencontrer un limon d'altération jaune tapissant les versants des secteurs de rentrants (Meha, El Baño) jusqu'aux falaises où ces formations se trouvent perchées par le recul des schistes sous-jacents.

(2) Instructions nautiques (Bibliogr. voir G 1, p. 136).

(3) E. Scheu (454).

C. — LE SECTEUR CÔTIER SEPTENTRIONAL

Avec cette forme particulière de la ria du Ferrol, nous retrouvons le problème de l'épigénie ancienne du rio Grande de Jubia, et de la nature morphologique du bloc dans lequel s'inscrit l'ensemble de la ria, comme se dessinent aussi les côtes entre le Cap Prioriño et la Pta Frouxeira. Il nous faut en entreprendre maintenant l'examen.

Le relief est constitué par des masses granitiques élevées de plus de 150, voire 200 m au-dessus des zones basses schisteuses de la péninsule de Mugardos ou du Valle de Trasancos (1). Que représentent ces reliefs ? D'abord un modelé d'origine structurale. Exposées aux assauts des houles, les pointes de Prioriño, San Gorge, Prior, tout comme les îlots qui les devancent, sont des môles de granite (type La Corogne) d'altitude variable (216-242 m, 74-93 m, 125-171 m). Une bande schisteuse, courant de la plage de Doniños à celles de Ponzos et de Hortiña et ne dépassant pas les cotes de 60-65 m, les isole d'un affleurement plus continu et plus imposant de même granite. Les sommets s'alignent un moment du SW au NE, en deux séries parallèles, de part et d'autre de l'accident dans lequel s'ouvre la rade extérieure de la ria du Ferrol. A l'W ce sont les Piedras Boas (200-240 m) et les Mtes Campaiñas (240-260 m); à l'E, les croupes plus larges de l'Aucaral (200-260 m), du Pedroso (220-280 m), du Fontela (240 m). Aux abords de la fracture se dessinent les pentes les plus fortes, tandis que les profils s'inclinent un peu vers les bandes schisteuses. Aussi les dénivellations dérivées de la lithologie s'en trouvent-elles quelque peu atténuées. Au NE de San Pedro de Marmancon, la cassure disparaît; les deux alignements de sommets se soudent, pour former le massif en étoile de la Lagoa (310 m) à partir duquel les échines granitiques vont s'amenuisant et s'abaissant jusqu'à Portonovo.

Il ne peut être question de suivre les altitudes des sommets pour restituer une hypothétique surface dont ils dériveraient. Car si de loin ils se fondent en un niveau à peu près continu, vers 240-300 m en général, de près leurs formes en cône ou en dos convexes sont trop variables et trop inégales. La dissection étant très poussée, il n'y a plus d'interfluves suffisamment étendus, ni de plateaux culminants d'aspect tabulaire. En outre, c'est par un plan régulièrement incliné que l'on descend du Mte Lagoa vers le NE de 310 à 20 m d'altitude, et non par un talus raide et imposant. Comme on ne peut supposer un gauchissement de surface sur une aussi courte distance (moins de 7 km) sans autre répercussion dans l'arrière-pays, il nous paraît plutôt que le toit du granite intrusif s'abaisse vers Porto Novo en direction du NE. C'est au contraire là où l'affleurement granitique s'élargit que les reliefs sont les plus hauts et les mieux dégagés de leur environnement schisteux. Les contacts doivent leur netteté à la densité des petits ruisseaux descendant des massifs granitiques. Du côté de l'Est, ils se placent vers les altitudes de 80-120 m, donnant des versants convexes vers le haut (granites), concaves vers le bas (dans les schistes) jusqu'à la partie centrale du Valle de Trasancos.

Aucune faille ne semble avoir aidé au dégagement des sommets par rapport aux schistes, à la différence de ce que nous observions de Frouxeira à Valdoviño et Jubia sur l'autre bord du *valle*. Et c'est précisément par la comparaison des deux zones de contact de l'alvéole d'altération de Trasancos que peut s'apprécier l'importance réelle du jeu de la faille qui limite là le palier miocène. En supposant que le compartiment de terrains occidental n'ait subi aucune déformation ultérieure, la différence d'altitude entre les zones de reliefs culminants est de l'ordre de 60-90 m. A l'Ouest, on vient de le voir, la bande granitique se tient (Lagoa excepté) vers 240-260 m, tandis que le bloc oriental, de Valdoviño à Cantallarana, dépasse 310 m et qu'en arrière de Jubia et de Neda le Marrajon, le coto de Rey, atteignent 337 et 359 m.

Dans le cadre de la même hypothèse, il est logique d'admettre que le valle de Trasancos

(1) V. pour la géologie, la feuille géologique au 1/50 000 n° 6, San Salvador de Serantes, et sa notice (233).

s'est surbaissé par rapport aux roches granitiques au cours d'une phase d'altération chimique qui englobe déjà le Miocène et s'est poursuivie sans retouche ultérieure, même par glacis. En effet, non ou peu relevé dans la période géologique qui suivit, il n'a donné prise qu'a une érosion régressive très limitée. Les interfluves restent le plus souvent compris entre 60-80 m, suffisamment étendus pour que les auteurs de la notice (233) parlent d'une « penillanura » à cette altitude. Du même coup, on accepte l'idée qu'un jeu d'érosion différentielle — fonctionnant sur une longue période il est vrai — a été capable de justifier des dénivellations de 140-160 m environ. En l'absence d'indices justifiant une intervention tectonique sur le versant occidental de l'alvéole de Trasancos, nous nous en tiendrons à cette interprétation.

La côte, quant à elle, ressuscite les traits du secteur examiné entre le Mte Louro et le Cap San Adrian. Elle est d'ailleurs tout autant exposée aux houles de NW et d'Ouest dont on sait la fréquence et la force, puisqu'elle a la même orientation générale.

Les falaises granitiques, comme à l'accoutumée, sont rarement très élevées et rarement subverticales. Les dos rocheux inclinent leurs flancs convexes jusqu'au niveau de l'Océan, qui se contente d'en nettoyer la base, parfois de la retoucher. Les diaclases prédominantes qui s'entrecroisent ici sont NNE-SSW, NNW-SSE, et W-E; les premières l'emportent sur les flancs du cap Prior et à la Pta Pedrouzo; les secondes se remarquent surtout aux Ptas San Jorge et Golfin, les dernières au N de la plage de Doniños. C'est en fonction d'elles que s'ouvrent des couloirs, des cales rectangulaires, que se déchiquètent les pointes. *Toutefois, il arrive que le versant plongeant soit impressionnant par la dénivellation qu'il représente.* Tel est le cas sur les flancs des Mtes de Lagoa. Il y a un court secteur où la montagne granitique se trouve coupée, rongée sur une grande hauteur. A la « Playa de la Hortiña », la chute est de 100 m; un peu plus au Nord, au Mte Vela ou Campelo, elle atteint 200 m. Cependant, ce ne sont pas des falaises à pic depuis 100 et 200 m comme nous avons pu le vérifier à la *Pta Campelo.* A cet endroit, le sommet de 233 m a une pente de 30-32° jusque vers 160 m, de 45-50° pendant 30 m. A partir de *130 m,* la falaise devient très abrupte, subverticale (arêtes de 68-80°). Cette hauteur est d'ailleurs une exception et un record pour le Nord-Ouest de la Galice; il est de ce fait précieux d'avoir pu l'examiner de près (1).

Les falaises schisteuses ne sont jamais aussi imposantes, quoiqu'elles soient plus facilement subverticales. Elles sont ici en outre limitées au pédoncule du Cap Prior, et aux pointes Ferruxeda et Castelo. Elles n'excèdent jamais 25-30 m de hauteur pour une raison importante : *une rasa tronque les schistes* à ce niveau sur la majeure partie de l'isthme du Cap Prior. De la Caba de Cela à Pedreira, l'altitude passe insensiblement de 20-25 m à 38 m. Une pente concave raccorde ce replat au relief résiduel — armé de quartz — coté 65 m qui constitue le point haut du pédoncule. Un façonnement marin est l'explication la plus vraisemblable de cette banquette régulière; sa légère pente (3,6 % = un peu plus de 2°) semble en accord avec une interprétation comme plate-forme d'abrasion. A l'E de la plage de Sta Comba, un îlot et la Pta Pedrouzo sont aussi tronqués à + 20 m. La longue presqu'île du Campo de Arenal, conduisant à la Pta Frouxeira, offre un aspect tout à fait semblable, dont les altitudes se maintiennent entre 20 et 33 m (hormis deux bosses atteignant 41 et 44 m). S'agit-il d'un niveau tyrrhénien I ? C'est bien probable. On ne trouve pas en contrebas, malheureusement, de banquette d'un niveau inférieur. Une telle forme existe bien à 4 + 5 m à l'W et à l'E de la plage de Ponzos, mais dans un secteur où la rasa de + 20-30 m n'est pas représentée. En l'absence de dépôts corrélatifs, nous ne pouvons que supposer le mode de formation et l'âge de ces niveaux, qui, si notre interprétation est exacte, attesterait un travail de la mer assez efficace lors des interglaciaires, et la stabilité de la côte au moins à partir du Mindel-Riss.

Actuellement, les schistes sont d'ailleurs assez aisément sapés par les vagues, et une plate-forme d'abrasion est continue, de largeur variable (une cinquantaine de mètres ou davantage par endroits); le ressac disloque, à partir d'un réseau dense de joints, des schistes déjà bien altérés au long de leurs plans.

(1) Quoique ce soit une position militaire, nous avons obtenu par exception l'autorisation de visiter ces falaises. Un étroit couloir dans une zone plus altérée nous a permis d'en suivre le profil jusqu'en bas, et d'en mesurer les éléments à l'altimètre compensé.

Fig. 67. — Rosa du Cap Prior

Les plages, par la granulométrie grossière des sables, l'abondance des fragments coquilliers, la pente assez forte du haut de l'estran avec net point d'inflexion, par l'importance des phénomènes éoliens enfin, reflètent les conditions déjà vues sur les côtes très battues et très venteuses. Elles ressemblent en cela à celles du secteur pareillement exposé cité plus haut. D'une façon générale, les plages sont logées dans des anses où elles s'appuyent directement aux falaises, ou bien dans des zones basses (vallonnements). C'est dans ce dernier cas que leurs dimensions sont les plus grandes, et que les dunes apparaissent. Le cordon qu'elles forment en haut de la plage oblige le rio de San Jorge à une disposition coudée (embouchure décalée vers le Nord). Ailleurs, les « richuelos » ont beau sinuer entre les dunes, ils ne peuvent les franchir; ils s'y appauvrissent et les eaux sourdent au niveau du point d'inflexion des plages. Partout les nappes de sable dunaire sont étendues. L'isthme du Cap Prior est envahi à partir de l'angle N de la Plage de San Jorge et du fond des plages de Sta Comba et Ponzos. La végétation occupe cet épandage de façon continue de nos jours; cela indique une certaine ancienneté de l'action éolienne, de même que la disposition en trainées des dunes fixées de la plage de Sta Comba, alors qu'en avant les éléments actuels ne sont que des nebkas. Comme au Mte Louro enfin, une lagune s'est constituée à Doniños, fermée par le progrès du S vers le N d'une flèche sableuse accrochée aux roches de la Pta Penencia. Faisant face aux houles d'Ouest, celle-ci doit à la force des vents de SW et d'W qui l'atteignent le sens de son extension. On notera enfin l'importance du saupoudrage des reliefs par le sable sous l'effet du vent. En certains endroits, il atteint les cotes de 80 à 100 m comme au long des Montes de Lagoa.

La similitude avec la côte de l'avancée occidentale galicienne vaut en dernier lieu également pour les aspects des *fonds sous-marins :*

1) Fréquence des hauts-fonds qui ont des effets brisants par grosse mer (Tarracidos et îles Gabeiras devant le Mte San Jorge, bancs Cabaleiro et surtout de la Laxiñas en avant du cap Prioriño, et chaussée pierreuse des bancs Delgados, prolongeant vers le Nord la masse granitique du Cap Prior sur 6 km).

2) Importance de la sédimentation grossière sur le début du plateau continental. Le sable et les cailloux ou graviers abondent au moins jusqu'à 100 m de fond. La remarquable convergence des rias centrales n'est plus repérable, de ce fait, quoique la plate-forme continentale s'élargisse et diminue de pente par rapport aux abords de la côte occidentale de Galice (1).

Côtes et rias de Galice occidentale viennent d'être étudiées de manière analytique. Il peut être utile de regrouper un certain nombre de conclusions, sur lesquelles nous désirons insister.

Dans les aspects actuels du littoral, le trait le plus frappant semble être la faiblesse de l'érosion marine, sur une côte pourtant exposée aux houles fortes de l'Atlantique du Nord-Est. C'est vrai surtout pour les granites, de quelque type qu'ils soient, et des gneiss qui leur sont souvent associés. Or, ces roches prédominent largement ici. Les vagues n'agissent avec quelque efficacité que dans les schistes cristallins ou micacés, les zones broyées ou densément diaclasées. Encore faut-il souligner l'importance de la préparation que réalisèrent les processus subaériens d'altération et de disjonction. Ce sont ceux-ci qui commandent en réalité la forme de falaises, leur pente, leur dessin de détail. Le terme de falaise semble fréquemment abusif de ce fait, et nous proposerions volontiers celui de « versants-falaises » lorsque la retouche marine ne se traduit que par un nettoyage des dos rocheux. Un second caractère des côtes examinées est le faible développement des formes de régularisation. Quoique le littoral soit très battu et venteux, les caps ne reculent pas et les cordons littoraux restent assez enfoncés dans les rentrants. Cela malgré l'existence de dérives locales et l'abondance des débris sableux produits par l'altération qu'a connue le socle cristallin.

On pense évidemment que nous avons affaire à une côte jeune, de submersion récente, et qu'il en va de même dans nombre de massifs anciens situés au bord des océans. Mais le littoral actuel n'est pas aussi jeune qu'il n'y paraît. Les accidents ou autres traits majeurs qui le guident sont assez anciens (Mio-pliocène ?). Et des traces de rivages quaternaires ont été retrouvées, sous

(1) L. Berthois et R. Brenot (41) carte n° 11.

la forme de « *rasas* » ou de plages anciennes. Les rias se révèlent être, au moins au Sud et dans les Mariñas, des formes en creux dès la seconde partie du Tertiaire ou dès le Quaternaire ancien. Des plates-formes d'abrasion marine rapportées au Tyrrhénien I jalonnent la côte occidentale de Galice; au pied de la Sierra de la Grova, entre les rias de Pontevedra et de Arosa, entre Muros et la ria d'Ezaro, au cap Prior, et peut-être encore sur quelques tronçons de côte des rias centrales. A défaut d'avoir retrouvé les traces des hauts niveaux de terrasses rocheuses que H. Mensching signale comme fréquents dans les rias de Noya ou de Arosa (1), nous disposons de dépôts d'estuaire dans la ria de Arosa (Catoira, Gandara de Sisan) pour prouver que le niveau interglaciaire du Mindel-Riss suivait des indentations assez voisines de l'actuel niveau marin. Les plages et rasas ouljiennes témoignent quant à elles d'une position du trait de côte lors du dernier interglaciaire à peu près identique à celle de maintenant. Outre la stabilité du môle galicien au moins depuis le Quaternaire moyen, tout cela prouve avec quelle constance les côtes ont gardé leurs traits de jeunesse.

L'ensemble du littoral étudié dans ce chapitre rentre dans la catégorie des côtes à influence structurales directrices. Au long de son développement, il nous offre cependant des aspects différents. La structure longitudinale guide le rivage du Portugal du Nord au Cap Silleiro (côte dérivée d'escarpement de faille). Le domaine des *rias bajas* combine l'influence directe de la tectonique et des roches, les saillants sont des horsts allongés perpendiculairement au dessin général de la côte, alors que la lithologie lui est plus ou moins parallèle (structure transversale par rapport au large, malgré la disposition longitudinale des bandes de terrains qui commandent l'aspect de détail des littoraux dans les bras de mer que sont les rias). La baie complexe d'Arosa illustre le jeu d'influences tectoniques initiales, largement modifié par l'exploitation des données lithologiques. Au Nord de Muros, les côtes dépendent d'un quadrillage complexe de cassures dont le réseau est d'intensité variable. Tantôt il reste insuffisant à contrebalancer une répartition anarchique des affleurements (de Muros à Traba); tantôt il interfère avec une disposition longitudinale des roches (de Lage au Cap San Adrian, puis de la Corogne à Frouxeira), ou avec une arrivée oblique des bandes de terrain (de San Adrian à la Corogne). Dans tous ces derniers secteurs, les phénomènes périglaciaires quaternaires, favorisés par une position moins méridionale que celle des rias bajas, ont permis de surajouter aux caractères de côte à influences structurales ceux de côte contraposée. Ceux-ci jouent un rôle notable pour l'aspect de détail des rivages, ajoutant ainsi à leur ressemblance avec les littoraux des massifs anciens d'Europe occidentale (2).

Nous discuterons plus loin des traits susceptibles d'aider à la distinction de types de rias (p. 513) — le problème vaut d'être repris après l'examen des rias du domaine cantabrique —. Nous voudrions pour conclure insister sur l'interférence de plusieurs phénomènes qui contribuent, en s'ajoutant, à définir ici deux secteurs côtiers bien distincts. Au Sud de la ria de Noya, (avec une exception pour l'environnement méridional d'Arosa), ce sont les surfaces d'érosion éogènes qui avancent directement jusqu'à la côte. En même temps, la tectonique a une influence à la fois simple et grandiose; les phénomènes périglaciaires récents n'oblitèrent pas beaucoup les traits hérités des époques antérieures. Nous rencontrons donc des paysages très évolués, mais les promontoires trop massifs et les rentrants trop simples défient la régularisation. Au Nord de la ria de Noya par contre, le littoral se dessine dans les domaines de marge des plateaux d'érosion. Les unités de relief sont plus petites, les changements structuraux plus fréquents, les expositions plus variables. Aux lignes imposantes de la côte méridionale succède la répétition incessante de caps et des criques de dimensions modestes. Le groupe des rias centrales n'y fait exception que par suite de la conjonction de la tectonique, de l'altération des schistes encadrants, et de l'importance des rios qui y aboutissent. En revanche, le rio Jallas se trouve privé ou presque d'un estuaire ennoyé à l'échelle de son débit, par l'intervention, en sens opposé, des facteurs structuraux.

(1) H. Mensching (329), p. 219-222.

(2) Une contraposition dans les débris corrélatifs du façonnement des glacis est sensible parfois dans les rias bajas, mais si la forme des anses est héritée d'un processus subaérien, elle est surtout liée à la submersion.

SIXIÈME PARTIE

LE LITTORAL NORD-GALICIEN ET SON ARRIÈRE-PAYS

« Suavemente, entre la rumor de los pinares, se pasa de una a otra luz ».

M. de Teran (1).

Avec le pays des Mariñas et les rias centrales, nous avons quitté le domaine où les granites et les migmatites prédominaient. Désormais, ce genre de roches n'apparaît plus qu'exceptionnellement sur la côte (de Vivero à Burela) tandis qu'on y rencontre les ectinites et les schistes cambro-siluriens surtout. Dans l'arrière-pays, des intrusions importantes vont bien fournir quelques secteurs de morphologie granitique intéressants; mais le développement que nous leur réserverons ne doit pas faire perdre de vue la prééminence des terrains de métamorphisme réduit. Car la plus grande facilité avec laquelle les processus d'érosion les affectent entraîne un des traits fondamentaux de la façade cantabrique de la Galice : à savoir un affouillement, une dégradation des unités de relief primitives qui n'est pas la moindre difficulté que nous ayons rencontrée dans son étude.

Les formes d'érosion, continentale ou littorale, ne seront pas seules examinées bien entendu, car il est encore des traits structuraux fondamentaux. Il nous faut en particulier expliquer l'inégale représentation des plateaux d'érosion éogènes et miocènes jusqu'au domaine côtier. On verra par exemple que les principaux promontoires du continent sont loin d'offrir une similitude avec les blocs qui séparent les rias bajas. Si l'on admet volontiers par ailleurs que la disposition des interfluves et des vallées devait acquérir une orientation méridienne ou subméridienne sur le versant nord d'un socle soulevé et ployé vers le golfe cantabrique, il est des anomalies, des exceptions qui relèvent d'autres causes. Lithologie, tectonique, ou les deux ensemble les justifient souvent. Notre premier travail est donc de présenter, avant l'examen des côtes, les éléments du relief continental en faisant la part de ce qui revient à la structure et à l'érosion.

Du point de vue de la morphologie littorale, le Nord de la Galice ne manque pas non plus d'originalité. La nature des terrains n'est pas sans répercussions sur les aspects de l'encadrement des rias ou sur leurs contours et leur développement. Elle influence aussi le profil des falaises, qui sur cette côte vont acquérir des traits remarquables. La disposition des affleurements en bandes SSW-NNE, généralement, permet la réalisation d'une côte de type « atlantique » assez classique.

Mais il n'est plus possible de présenter séparément, pour l'ensemble de la région cantabrique galicienne, la morphologie de l'intérieur et celle de la côte, tant est intime l'imbrication des éléments du paysage. Nous sommes amené à distinguer deux secteurs, dans lesquels seront envisagés successivement l'arrière-pays et le littoral. Si cela rompt la vue d'ensemble sur les traits majeurs du versant cantabrique, cela en facilite l'analyse, évite les redites, et met en valeur des nuances très sensibles. A l'Ouest, jusqu'à la ria de Vivero, nous avons affaire à un domaine profondément modelé par l'érosion fluviale; les éléments de surfaces d'érosion, lacérés ou surbaissés, laissent la place dominante dans le paysage aux systèmes de versants (à quelques exceptions près toutefois, pour des raisons diverses). Quoique les reliefs soient discontinus, les côtes sont fréquemment très élevées, et nous y trouverons les plus hautes falaises d'Europe continentale. Mais en même temps, dans les rentrants, ont pu s'édifier de fort belles formes d'accumulation littorale. A l'Est de Vivero, la continuité plus grande des aplanissements éogènes et des reliefs résiduels anciens donne une armature plus compacte à l'arrière-pays. Non que l'entaille des cours d'eau ait été moins forte ! Mais l'évasement des vallées s'y révèle moins aisé. En outre, la ligne des rivages marque un retrait progressif vers le Sud, ce qui réduit l'intervalle entre les gros volumes montagneux et la mer. Les côtes ne paraissent plus non plus en rapport étroit

(1) M. de Teran (487), p. 47.

LÉGENDE DES ESQUISSES GÉOLOGIQUES

CARTES n° 11, 28, 39, 47, 52, 59, 68.

1) TERTIAIRE & QUATERNAIRE

- sédiments néogènes et quaternaires
- marnes aquitaniennes

2) ECTINITES PROPRES AU N.W. DE LA GALICE

- schistes d'Ortigueira
- gneiss à grenats
- gneiss mylonitisés
- charnockites à amphibole, grenat, hypersthène
- éclogites

3) ROCHES A ELEMENTS BASIQUES DE L'W. DE LA GALICE

- amphibolites
- pyroxénites, serpentinites
- gabbros, norites
- a) gneiss alcalins fins
  b) gneiss alcalins grossiers
- gneiss & granites hyperalcalins amphibolitiques, à riebeckite, ferrohastingite
- schistes & gneiss (migmatites)
- intrusions basiques

4) ECTINITES & MIGMATITES DE L'W. DE LA GALICE

- schistes de Bergondo & d'Ordenes (embréchites ?)
- a) schistes sériciteux
  b) schistes sériciteux à passées grèseuses
- schistes métamorphiques
- schistes & gneiss migmatitiques
- gneiss oeillés (et glandulaires) à biotite, parfois amphibolitiques
- granites gneissiques (2 micas, à orthose) = anatexites

5) GRANITES SYNTECTONIQUES

- granite à 2 micas, orienté
- granite non orienté (à 2 micas, grain moyen, homogène)
- a) granite à grain fin - b) aplite

6) GRANITES INTRUSIFS ET DIORITES

- granite de la Corogne a) grossier, hétérogène b) homogène, grain moyen
- granite type Pindo, et Traba (à biotite) riche en quartz
- granite à biotite (Caldas, Porriño)
- cornéenne
- granodiorites, granites trondhjémitiques

7) TERRAINS CAMBRO-SILURIENS (GALICE ORIENTALE)

- ollo de sapo (conglomérat infra-cambrien ?)
- schistes argileux, sériciteux, ardoisiers...
- schistes gréseux
- a) calcaires
  b) quartzites
- grès

- failles — fractures probables
- filons de quartz — pendages
- plongement des couches
- Limites d'affleurement: sûres / probables

Esquisses établies d'après les cartes d'I. PARGA PONDAL, J.M. LOPEZ de AZCONA, NAVARRO, E. DEN TEX, IRSINGER, BALLI, VON RAUMER, et observations personnelles.

Echelle

0 2 4 6 8 10 Km

ESTACA DE VARES
RIA DEL BARQUERO
RIA DE VIVERO
SAN CIPRIAN
VIVERO
Sº DE LA CORISCADA
Sº DE LA FALADORA
R. LANDRO
R. CABO
R. JUNCO
BUYO
LOS BARREIROS
R. ORO
SIERRA DEL
R. SOR
R. DE XANAS
R. GRANDAL
R. DE GESTOSO
VALLE DE ORO
FOZ
RIA DE FOZ
RIA DE RIBADEO
RIBADEO
R. MASMA
PEÑALONGA
M. MONDIGO
LORENZANA
Sº DEL GISTRAL
M. CUADRAMON
M. CAMPO DA MEDA
R. EUME
M. GISTRAL
SIERRA TOJIZA
R. TRONCEDA
MONDONEDO
ROUPAR
M. CORBA
TOUZA
Sº DE NEDA
R. ED

Fig. 68

avec les éléments structuraux de l'arrière-pays. Un domaine de transition, sous la forme d'une *rasa* dont l'extension aux Asturies est bien connue, vient en compliquer l'analyse. Bien entendu, nous consacrerons plusieurs pages à l'étude de la *rasa,* aux dépôts qu'elle supporte, et à ses origines possibles. Le littoral, les rias les plus orientales de Galice lui doivent leur originalité, leur cachet propre, différent de celui qui s'étend entre les rias de Cedeira et de Vivero. Enfin, dans l'intérieur du pays, comme entre Vivero et Burela sur la côte, on retrouve quelques paysages granitiques, presque totalement absents du secteur occidental.

CHAPITRE I

DE LA POINTE FROUXEIRA A VIVERO : LA TIERRA DE ORTIGUEIRA ET SON ENVIRONNEMENT

(*Cartes géol. fig.* 11 *et* 68, *et planches hors-texte n*^{os} 1 *et* 7)

Certains auteurs réunissent dans une même unité géographique le domaine côtier galicien allant du Cap San Adrian à la Estaca de Barès. Tel M. de Teran, qui la nomme « arco artabro » (1). Il existe certes une parenté entre les paysages des Mariñas et ceux dans lesquels les rias de Cedeira, d'Ortigueira, de Barès, inscrivent leurs contours lobés. Mais il nous apparaît, aussi bien devant les données géomorphologiques que celles de la géologie, que la Tierra de Ortigueira est autre chose qu'une « iniciacion de las ricas articulaciones de las Mariñas » (2). Le passage de la côte au type atlantique est assuré une fois dépassée la ria de Cedeira. Et l'arrière pays, s'il est ouvert de larges « valles », comprend aussi des volumes montagneux plus imposants que les collines coruñeses; les presqu'îles ne ressemblent guère aux plates péninsules de Dejo ou de Mugardos; ce sont des saillants vigoureux, furieusement battus par les flots.

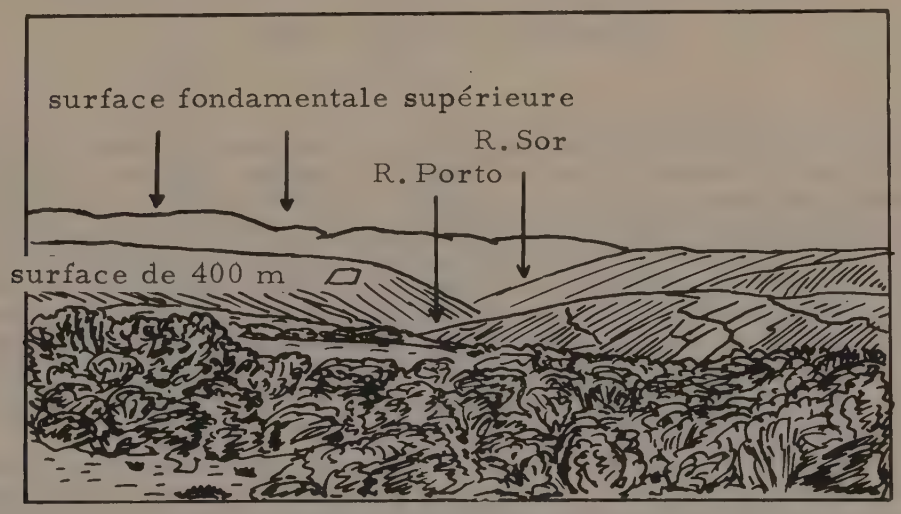


Fig. 69. — Dessin d'après photo.
L'emboîtement des aplanissements éogènes aux abords du rio Porto

Nous abandonnons également un secteur où les plateaux d'érosion éogènes, en s'avançant vers l'Atlantique, se trouvaient flanqués régulièrement d'un avant-pays biseauté par le palier miocène; un secteur où les côtes, depuis Finisterre, restaient à distance des hautes surfaces. Nous

(1) M. de Teran (487), p. 46; du nom des « Artabres », populations du lieu appelées ainsi dans l'Antiquité pré-romaine.
(2) *Ibid.* p. 47.

pénétrons au contraire dans un domaine où l'imbrication des unités morphologiques ne permet plus d'examiner d'une part les plateaux, d'autre part l'avant-pays et plus loin encore le littoral; c'est presque ensemble qu'il faut envisager ces éléments du paysage. Pour se convaincre du changement, il suffit d'ailleurs de parcourir la route du Ferrol à Ortigueira. On se sent dérouté dès les premiers kilomètres, prêt à regretter l'ordonnance assez simple du relief de Galice occidentale. Que représentent donc ces échines encore hautes, de 250 m ici, 300 m là, 400 m plus loin, avançant dans des directions variables jusqu'à quelques kilomètres des côtes, barrées soudain par les masses du Cap Ortegal ou du Pico de Moles, et leurs 500-600 m ? Comment se fait-il que, tout aussi brusquement, on aboutisse dans une région de collines assez douces, aux abords de rias évasées à larges baies intérieures, avant de passer progressivement aux échines élevées burinées par les ravinements, et aux falaises abruptes ?

A. — LES UNITÉS MORPHOLOGIQUES DE L'INTÉRIEUR DU PAYS

Le moyen qui nous est apparu le plus sûr pour garder un fil conducteur dans l'écheveau d'interfluves de l'arrière-pays Ouest-Cantabrique, est de partir des éléments de plateau reconnus au Nord du bassin de Puentes.

1) Entre les rios Landro et Baleo

On se souvient que s'observaient aisément, au long des Sierras Falodora et Coriscada, les niveaux éogènes inclinés doucement vers le NNE. Là, *la surface supérieure* se situe vers 500-450 m. Son avancée maximum est le Coto Vilariño, à 4 km au SW du fond de la ria del Barquero; à son pied prend également naissance le rio de Espasante dont l'embouchure se rattache à la ria de Ortigueira. Du côté de l'Ouest, s'en détache le Coto Roca (492 m), dôme puissant à sommet plane et aux flancs lacérés de ravinements rayonnants. A l'Est, entre les rios Sor et de Bravos, l'équivalent des Sierras Faladora et Coriscada est marqué par les 560 m du Mte Veiga et de la Pena Ventosa, les 518 m du Coto Peon, les 500 m des Mtes Fonteiños, et Padro. Nous sommes là encore à 4 km de la plage de Covas, dans la ria de Vivero. Plus près du rio Sor, les reliefs aplanis du Carranco (520-510 m) et de ses environs (Pico 496 m, Portapena 514 m) forment le sommet de l'interfluve qui sépare ce fleuve du rio de Porto.

En contrebas de ces éléments culminants, on sait que se rencontrent des épaulements qui témoignent d'un *niveau aquitanien*. Près de la Sierra de Coriscada, ils se situent à 400 m d'altitude environ. On les retrouve aisément sur la rive orientale du rio Sor; à Linarès, Capariña, de chaque côté de la vallée du rio de Porto (Llano de Tenon, Gestoso) ainsi qu'en témoigne le croquis fig. 69; de même sur le flanc occidental de la vallée du rio Bravos, quoique de façon moins nette (cf. coupes Vivero n° 4 et 5, *fig. 70*). L'extension du niveau d'érosion inférieur éogène en direction du NNE, en avant des reliefs de 500 m nous conduit parfois jusque dans les larges péninsules qui séparent les rias. Devant la Sierra de Coriscada et le Vilariño, il s'avance en une échine étroite, étirée sur 2,500 km, terminée par la Pena Blanca (376 m), tandis qu'un autre interfluve, moins continu, en dérive de part et d'autre de Rande. En avant du Mte Padro, on le reconnaît dans les surfaces usées du Muro Novo (410 m), du Pico de Castrobo (373 m), de la Loma de Martiño (380 m) ou de la Silvarosa (420 m) (v. coupe Riobarba I). Les profils de la

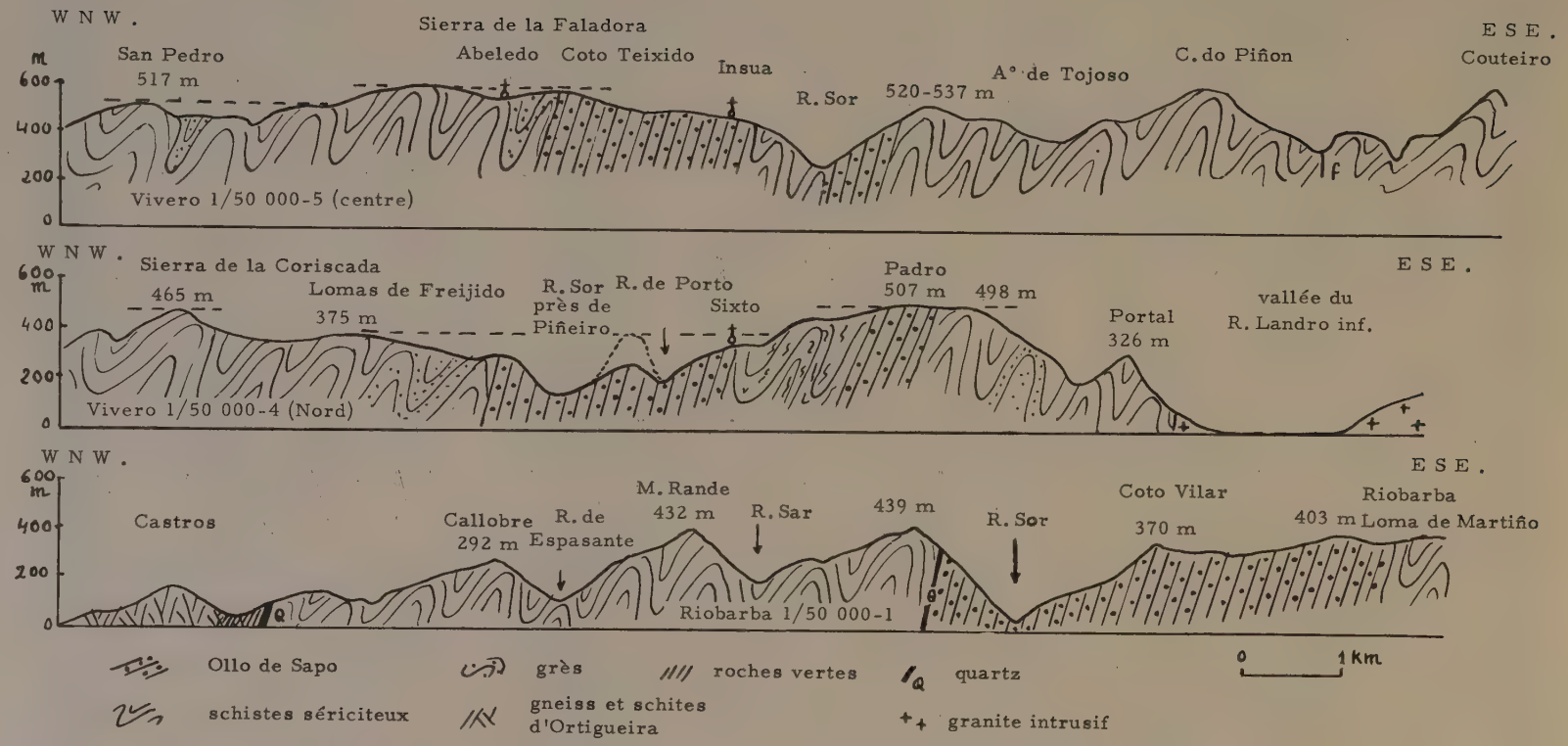

W N W .
Sierra de la Faladora
E S E .
m
San Pedro
517 m
Abeledo
Coto Teixido
Insua
R. Sor
520-537 m
A° de Tojoso
C. do Piñon
Couteiro
600
400
200
0
Vivero 1/50 000-5 (centre)
W N W .
Sierra de la Coriscada
E S E .
600 m
465 m
Lomas de Freijido
375 m
R. Sor
près de
Piñeiro
R. de Porto
Sixto
Padro
507 m
498 m
Portal
326 m
vallée du
R. Landro inf.
400
200
0
Vivero 1/50 000-4 (Nord)
W N W .
E S E .
600 m
Castros
Callobre
292 m
R. de
Espasante
M. Rande
432 m
R. Sar
439 m
R. Sor
Coto Vilar
370 m
Riobarba
403 m
Loma de Martiño
400
200
0
Q
Riobarba 1/50 000-1
Ollo de Sapo
grès
roches vertes
quartz
0
1 km
schistes sériciteux
gneiss et schites
d'Ortigueira
granite intrusif

FIG. 70

fig. 70 montrent de façon suffisante le tronquage de couches variées pour que nous nous dispensions d'insister sur le caractère d'aplanissement de tous ces reliefs. Leur disposition en serres s'accorde avec celle des bandes de terrain, le plus souvent, mais sans les refléter exactement (1).

Fait plus remarquable, on constate que, à l'E du rio Sor du moins, le niveau de 400 m s'arrête sur une ligne NW-SE courant de l'île San Martin, dans l'estuaire du Sor, à la Junquera de la ria de Vivero. Aucune donnée lithologique n'explique ce trait; a-t-il une origine tectonique ? Une telle direction de fractures anciennes existe bien, plus à l'intérieur des terres. Il n'en a pas été repéré ici, en tous cas. De toute façon, c'est devenu un talus d'érosion, au pied duquel s'est développé *un palier vers 320-300 m*. L'emboîtement est remarquablement net vers Aumeiras et Castrobo, ou vers Lodeiro (cf. photo 61-4-6/7, *planche XXIV*). Par analogie avec les traits du paysage ouest-galicien, nous envisageons de rapporter ce dernier aplanissement au Miocène. C'est lui qui forme l'ossature de l'avant-pays, réduit d'ailleurs à 4-5 km de large entre les rias del Barquero et de Vivero. Il avance en effet jusqu'à 1 km de la première, armé il est vrai dans la Peña das Pias par un filon de quartz. Au Mte Faro, ou à Lodeiro, il est à moins de 2 km de la côte occidentale de la baie de Vivero. Il n'est devancé jusqu'au littoral que par des collines qui en dérivent peut-être, et dans lesquelles au contraire apparaît l'intervention du facteur lithologique (voir § ria de Vivero, p. 426). Aux abords du rio Sor, il encadre l'estuaire et le cours inférieur de façon discontinue. Sur la rive droite, son extension la plus notable se place vers Vilar, à l'W de Riobarba (310-340 m); sur la rive gauche, symétriquement, se remarque le court palier de Vilariño, et plus en aval, la Pena Blanca est devancée par un éperon long de 1,500 km situé entre 328 et 278 m (Pena Moura, Pico Galineiro).

La question se pose de savoir ce que représente la presqu'île de Barès, par rapport à ces éléments de relief. Ce promontoire, long de 6 km et large de 2, se place dans le prolongement de l'alignement du Vilariño, de la Pena Blanca et du Pico Galineiro. Le premier volume montagneux qui le forme voit ses sommets émoussés et convexes portés à 260-310 m (330 m au point culminant). Mais il est séparé du palier du Pico Galineiro par une zone basse dont le seuil dépasse à peine 40 m. Celle-ci s'est sans doute ouverte dans une zone broyée, le long d'un énorme filon de quartz qui traverse à la perpendiculaire la Estaca de Barès, et dont la crête (non hérissée) donne les flancs et le sommet de « los Cañoles ». Leur scintillement sous le soleil au milieu des landes constitue un repère magnifique. Nul doute qu'il jalonne un accident tectonique ancien qui forme la limite, dans la Estaca, entre le domaine schisteux et les granites qui constituent le reste de la presqu'île. Le même filon, probablement, arme le Mte Brañoso de l'autre côté de la ria, où il interrompt plusieurs affleurements de l'Ollo de Sapo (2). Cette cassure aurait-elle rejoué au Tertiaire ? Dans ce cas, le promontoire de Barès dériverait-il d'un fragment de niveau éogène dénivelé ? Il est tout aussi possible que ses reliefs culminants proviennent d'un élément de palier miocène, dissocié de son prolongement méridional par simple jeu de l'érosion différentielle entre schistes broyés et granite, à partir des rivières.

2) Dans le bassin-versant de la ria de Ortigueira

Là, l'emboîtement des aplanissements tertiaires n'a plus la netteté qu'on vient de rencontrer près du rio Sor. La surface éogène supérieure, à l'Ouest des Sierras Faladora et Coriscada, ne dépasse pas les limites du système hydrographique du rio Baleo (Rego dos Laxe, Coto Roca). Son avancée vers le Nord se réduit ensuite à mesure qu'on gagne des secteurs plus occidentaux comme on l'a déjà indiqué p. 100 (Pena de Ladrones, Villalbesa). Le niveau aquitanien, en con-

(1) On trouve quelques beaux exemples de détail où les changements de roches ne modifient pas l'aspect de ces surfaces. Tel le secteur situé entre la Silvarosa et le Mte Gestoso, vers les kilomètres 2 à 5,5 de la route locale conduisant au Cristo de Portapena (Reyes), où les terrains sont ici gneissiques, là schisteux.

(2) Carte d'I. Parga (383).

trebas, est un peu mieux représenté, d'abord autour de Somozas vers 520 m-450 m (Outeiro) et 370-350 m plus à l'Ouest (Mte Gradoy); puis au S et SE de Yermo vers 400 m, où il encadre la vallée du Pulgueira; plus au Nord, il n'en subsiste qu'une échine cotée 370-360 m au-dessus de Dorna, 350-330 m vers Salgueiron. En bref, il s'interrompt sur une ligne qui serait tirée de Somozas à Salgueiron selon une direction SW-NE; en même temps, *les cotes s'abaissent à la fois vers le N et le NW,* en approchant de cette limite.

Si nous considérons maintenant la disposition du réseau hydrographique à l'E du rio de Mera, nous constatons qu'au Sud, jusqu'à Yermo, prédomine une orientation vers le NW comme si les cours d'eau obéissaient à une sollicitation de pente. Au N de Yermo, les fleuves coulent d'abord en direction du NNE, puis se coudent à l'W pour gagner la ria de Ortigueira : rios Mayor, del Baleo, et de Espasante. *Tout cela suggère une déformation des niveaux éogènes* dont l'abaissement a dû favoriser le développement de l'ample couloir où se sont logés le rio de Mera et la ria de Ortigueira (1). La lithologie en effet n'offre aucune condition favorable à des orientations vers le NW, puisque la disposition des schistes verts ou cristallins, comme des gneiss, subit constamment une linéation et une tectonique guidant au NNE ou au SSW.

Il reste que *la nature des roches* a dû contribuer elle aussi *à l'abaissement des interfluves* et l'évasement des vallées dans le même couloir, expliquant du même coup pourquoi les témoins des niveaux anciens perdent continuité et netteté. Le flanc occidental de la Sierra de Coriscada reste fait de schistes fins ardoisiers lardés de quartz, redressés à 30° ou davantage (plis déjetés, isoclinaux) jusque vers une ligne Viso-Cousadoiro-Mestas. Leur résistance à l'érosion est assez bonne; dans le détail, y apparaissent des micro-reliefs de style monoclinal, lié au plongement général des bancs indurés au NW; quelques beaux exemples existent vers Viduido, sur les flancs du Mte Carabote. Ils sont flanqués vers l'W par une bande de terrains plus altérés (2) où la pénétration par les quartz diminue ou disparaît. Les témoins du niveau aquitanien s'y morcellent. Bientôt, un contact anormal place près de ces schistes une passée de roches vertes (observables à la Playa San Antonio, où il s'agit de serpentine, ou au kilomètre 9,5 de la route de Yermo, où c'est une amphibolite à pyroxène). Un filon de quartz souligne parfois le contact (3). Au-delà, on arrive dans des gneiss, toujours considérés comme des ectinites, comprenant dans leurs éléments constitutifs, du grenat, de la staurotide, ou de la kyanite. Ils offrent une texture granoblastique fine, et se comportent comme une roche assez fragile si l'on en juge par la difficulté d'en trouver des échantillons sains.

Cette aptitude à l'altération peut résulter d'une assez grande variabilité dans la proportion des quartz, et de la présence d'abondantes plagioclases, à côté de la biotite. Pourtant, dans la roche assez fraîche, les plagioclases sont plus altérés que la biotite. D'autre part, il n'est pas rare de rencontrer aux abords de la ria de Ortigueira des exploitations d'argile kaolinique. Or les sols actuels qui sont fournis par ces gneiss ne donnent du point de vue des minéraux argileux que de l'illite et de la vermiculite. On doit donc admettre que pour une bonne part, l'*ouverture des reliefs y a été préparée par des conditions d'altération différentes de celles de maintenant, et qui remontent aux périodes de climat chaud et humide* que connut la Galice. La conjugaison d'un ploiement des surfaces éogènes et de l'altération chimique nous paraît devoir assez bien rendre compte de l'oblitération progressive du dispositif étagé rencontré ailleurs.

L'âge de ces modifications ne peut malheureusement guère être précisé. Un moyen toutefois d'aborder ce problème de datation consiste à rechercher si le palier miocène, repéré près du rio Sor, s'y retrouve et s'il subit lui aussi une inclinaison marquée dans le même sens que les aplanissements antérieurs. Par malchance, il n'y en a guère de traces sur le bord oriental de l'alvéole

(1) Nous avons envisagé p. 100 cette hypothèse une première fois, lorsque nous tentions de suivre les niveaux d'érosion éogènes dans leur extension à l'W du bassin de Puentes.

(2) Repérée à l'W de Viso (schistes fins, verdâtres, à deux micas), à Carballeiras (kilomètre 2 route de Cousadoiro), et dans la vallée moyenne du rio del Baleo (kilomètres 2 à 7), et vers Mestas-Rio. Il pourrait s'agir d'une zone de métamorphisme moyen (meso) assurant la transition entre les schistes sériciteux de l'E, et les gneiss de la Tierra de Ortigueira, placés dans une même zone de métamorphisme « meso » par E. Den Tex (**130**), p. 78.

(3) E du kilomètre 30 de la route Vivero-Ortigueira, et E du kilomètre 1,5 de la route Ortigueira-Puentes, à hauteur de Soane. Là, les bancs de quartz passent à la brèche de faille. La disposition d'ensemble est indiquée sur la carte d'I. Parga (**383**).

d'Ortigueira, et c'est hypothétiquement que nous envisageons d'y rapporter la butte de Callobre (280-290 m), l'échine de Burgo (au N de Salgueiron, 275-250 m) étirée sur 1,500 km. Au Sud par contre, ce niveau est bien représenté à partir du rio Fulgueira de part et d'autre du rio de Mera et jusqu'à Somozas. Sa continuité d'altitude sur 4,500 km de 310-320 m au Sud (Mte de Marban), à 305-300 m au N de Casares, ou à 307 m au Mte Pena (confluent des rios de Mera et Fulgueira) n'est pas en faveur d'un gauchissement du palier miocène en direction du Nord. Sa très grande extension à l'Ouest du rio de Mera, on va le voir, ne suggère pas non plus l'abaissement dans ce sens. Nous sommes donc enclin à considérer que le plongement vers l'W et le NW des surfaces éogènes a pris place entre l'Aquitanien et le Tortonien. Quant à l'alvéole d'Ortigueira, il serait postérieur à l'épisode de nivellement tortonien. En effet, à l'Ouest du rio de Mera, le niveau façonné alors s'avance jusqu'à 2 km de la ria; et à l'Est, l'échine de Burgo se trouve à même distance de l'anse de Ladrido. Par contre, en arrière d'Ortigueira, ses apophyses restent à 7 km en retrait, par rapport à l'Anse de Mera. Ne subsiste qu'un paysage de collines où les plus élevées ont des cotes voisines de celles du palier là où il est peu démantelé (1). Entre elles, les vallons s'évasent largement. Cette topographie dérive apparemment très directement d'un aplanissement miocène, défoncé par l'hydrographie et où l'altération a permis une rapide et sensible évolution des versants.

Pour ces diverses raisons, des différences sensibles individualisent l'environnement de la ria de Ortigueira et celle del Barquero. Il est un autre trait qui caractérise la première : la dissymétrie de son encadrement. Aux collines adoucies de l'E répond la lourde masse du Cap Ortegal, à la fois large et élevée (plus de 500 m). La nature et les rapports de ce relief avec les unités reconnues au NW de Puentes constituent une autre énigme dont il nous faut considérer maintenant les données.

3) A l'ouest du rio de Mera et au nord du rio Grande de Jubia

Ici, la topographie redevient plus « compacte ». Partant de la région de Somozas-San Saturnino en direction du Nord, nous allons traverser un ensemble de terres géologiquement assez variées. Les schistes sériciteux ou ardoisiers, lardés de quartz, dessinent un arc de cercle de Somozas jusqu'à la plage de Rodo en passant par San Saturnino et Moimentos. Ils enserrent l'extrémité SW de la bande de gneiss d'Ortigueira qui aboutit, flanquée de ses roches vertes, à Moeche et Ferreira; ils se moulent aussi sur un anticlinal de charnockites environné d'amphibolites et de gneiss amphibolitiques, allongé du SSW au NNE depuis le Mte Agudo jusqu'au cœur du bloc d'Ortegal. La complexité de détail des affleurements, telle qu'elle ressort des travaux néerlandais récents et dont notre carte géologique (fig. 11) s'inspire (2), ne semble avoir permis qu'un jeu limité de l'érosion différentielle. Quant à la tectonique, elle ne se traduit que par des fractures courtes et de direction variable, hormis l'accident de San Saturnino-Cantallarana où les lignites miocènes ont été pincés et redressés. Au cours de notre présentation de ce pays, nous signalerons les cassures exploitées ou ayant probablement rejoué. Pour résumer, on peut dire que *la structure ancienne n'éclaire guère la compréhension des aspects topographiques du secteur considéré ici. Ceux-ci dérivent, pour l'essentiel, une fois de plus de niveaux d'érosion.*

De la surface supérieure éogène, il n'en est plus trace. Les éléments de plateau d'érosion les plus élevés ne se rattachent qu'au *niveau aquitanien* suivi, dans les pages qui précèdent, jusqu'à Seijas et au Mte Gradoy (370-360 m). On en retrouve des bastions isolés au Nord du rio de las Ferrerias, à la Penda (379 m) et dans une longue échine à allure de mesa, où sur 4,500 km les altitudes restent comprises entre 350 et 380 m (Pena da Cabra, Pena da Senra). Plus au Nord, les endroits culminants qui ont des cotes voisines sont rares et éloignés les uns des autres : ce

(1) Telles les buttes de Foxo (278 m), Croa (284 m), Panxas (324 m) ou cote 281 au S de Yermo.
(2) E. Den Tex (130), E. Den Tex et D. E. Vogel (131).

sont le Mte Agudo (376 m), sommet cônique et charnockite dominant de 50 à 70 m la topographie environnante, et les bosses du Mte Francoy (400 m) et de la Forca (352 m) à l'E de Cerdido. Situés à 5 ou 6 km du dernier jalon étendu de la surface aquitanienne, on ne peut les rattacher à cette dernière que de façon très aléatoire.

Tous les autres interfluves ou presque entre les rios Grande de Jubia et le rio de Las Mestas (Cerdido) sont des serres qui dérivent *d'un niveau inférieur*; en l'occurrence celui que nous rapportons au *Tortonien*. Il vient border la curieuse dépression de Moeche, dont le fond se tient à 70-80 m seulement, en le cernant de reliefs planes cotés entre 260 et 310 m (1) — les gneiss du Mte Calvelle redressés à 50° face au SE y sont tronqués et ne donnent plus que des micromonoclinaux de quelques mètres —. Il constitue l'ensemble de la topographie comprise entre les Mte Nenos, Agudo, et Francoy, tronquant près du premier des terrains gneissiques, recoupant des amphibolites et des charnockites près du second, des charnockites et des gneiss aux abords du troisième. Il ne dépasse de cet aplanissement de croupes que quelques bosses à pentes douces (8-12° au Mte Golmeiro ou à la Pena Escrita). Des vallons s'y encaissent assez fortement à la périphérie, mais proviennent d'alvéoles à versants faiblement inclinés (6-8°), ouverts en son sein. Citons celui de la Esperanza où les cotes s'abaissent à 220 et même 180 m (2), ou encore celui d'Abad, tout autant surbaissé entre des plateaux de 300-320 m à l'ESE du Mte Agudo. Au Sud du même sommet, il est une troisième dépression plus irrégulière, dérivant d'une convergence hydrographique qui ramène les altitudes à 220 m encore (3).

A l'approche des rias de Cedeira et de ses rios tributaires, le morcellement s'accentue, en rapport avec une érosion régressive plus marquée. Il n'est guère que la partie médiane du cours du rio Forcadas qui offre encore l'aspect d'alvéole. Mais déjà ses pentes sont plus fortes quoique le fond soit évasé. Le palier miocène vient donc, avec son altitude habituelle, jusqu'à la baie méridionale de la ria et jusqu'à Cerdido. Son rebord est alors festonné par les entailles de rios très encaissés dont le tracé rectiligne est guidé, soit par des contacts lithologiques (rio Forcadas inférieur), soit par des fractures (le même, décrivant de ce fait une sinuosité démesurée, et probablement aussi le rio de Cabo) (4). Au Nord de la vallée de Cerdido, un ultime interfluve à sommet plane sépare cette dernière de la dépression où se loge le rio de las Mestas. Il est encore à 300 m d'altitude. On peut donc dire qu'abstraction faite des vallées et des alvéoles, *c'est sur une très grande étendue* (*environ 150 km²*) *que le niveau miocène est reconnaissable;* on admettra aussi qu'il ne subit aucune déformation notable dans la région.

C'est là un phénomène un peu exceptionnel qui mérite explication *A priori* les roches paraissent peut-être un peu plus favorables qu'ailleurs au développement d'un niveau d'aplanissement, puisque dominent les gneiss ectinites, des amphibolites feuilletées, des schistes sériciteux. Elles sont en revanche plus facilement entaillées par les rivières, et l'évolution des versants y est facilitée par une rapide altération, et une aptitude à la gélivation. On admettra sur ce point que la position même entre des rias à orientation différente ne permet pas le développement de grandes rivières susceptibles de provoquer un affouillement important. Nul doute que la conservation du palier miocène ici soit imputable à cette situation. Ces traits méritent comparaison avec le pays de Mariñas où le palier miocène a dû avoir également une grande extension — sur des schistes pas trop métamorphiques —. Toutefois, dans ce secteur-là, sa destruction par le réseau hydrographique est bien plus sensible, car les rivières y sont plus torrentielles et plus importantes. Toutefois, le niveau observé ici s'étend également sur les charnockites, normalement résistantes grâce à leur composition et à leur structure très fine (5). Il y a même un alvéole qui

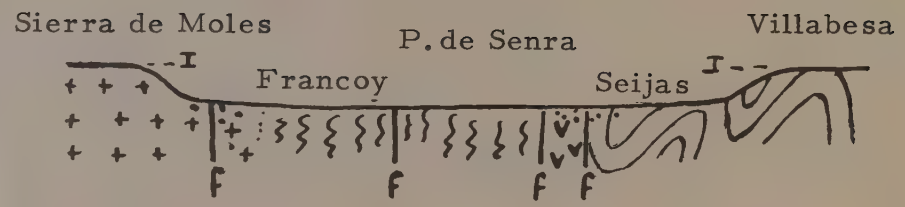
(1) Un accident ancien a dû être exploité pour former dans des amphibolites le rebord nord-occidental de ce bassin, raccordé par un long bas de pente concave au fond, où le rio Grande de Jubia n'est aucunement encaissé (prairies). Le talus Sud-oriental est taillé dans des roches vertes formant une bande SW-NE. Le fond en cul de sac de la dépression s'adosse à des gneiss à grenats (ectinites).

(2) Kilomètres 5 à 7 de la route de San Saturnino à Valdoviño.

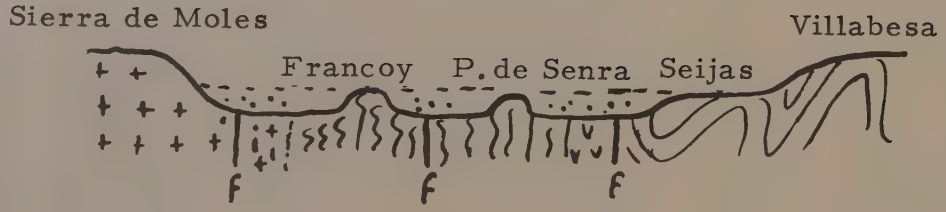
(3) Les versants y restent cependant assez tendus (12-13°).

(4) Aucune faille ancienne n'a été signalée là, mais le rio coule sur 6 km du SW au NE sans sinuosité notable.

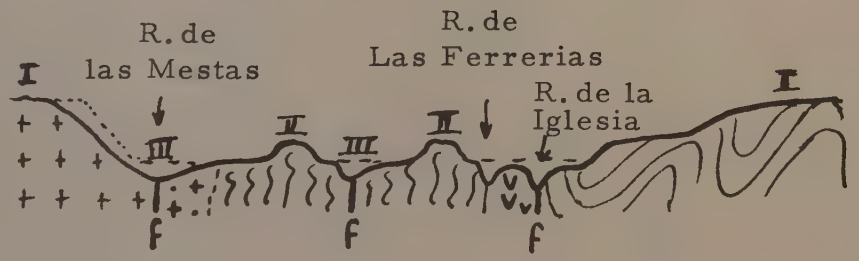
(5) Roches faites de quartz, hornblende, un peu de plagioclase, où la biotite est remplacée par le grenat et l'hypersthène. J. Jung, (**246**), p. 193. Une analyse chimique des faciès de ce type de granulite a été exposée par E. Den Tex et D. E. Vogel (**131**), p. 103-107.



emboîtement des niveaux éogènes



développement du palier miocène à partir des failles ou contacts lithologiques; réduction du niveau aquitanien



exploitation post-tortonienne des zones de fragilité.

Fig. 71

s'y est développé au Sud du Mte Agudo. Il faut donc trouver, à côté du fait lithologique valable en partie, une autre explication. Il nous semble que l'abaissement du niveau aquitanien en dessous de 400 m dans l'arrière-pays d'Ortigueira et à l'Ouest du rio de Mera a pu, en diminuant la tranche de terrains à déblayer lors d'une nouvelle phase de planation, contribuer à faciliter cette dernière. Nous nous bornons à présenter cette suggestion comme hypothèse de travail.

4) Le bloc montagneux entre les rias de Cedeira et d'Ortigueira

Large de 14 km dans sa partie la plus renflée, et long de 15 du Pico de Moles au cap Ortegal selon une direction SSW-NNE, le lourd promontoire qui marque la limite entre la « mer cantabrique » et « l'Océan » paraît à bien des égards être un corps étranger dans la morphologie et la géologie de la Galice du NW. Sur le plan géologique, c'est une « Granulitgebirge », intéressante par sa composition pétrographique. Des charnockites (sous-faciès granulitique à hornblende et clinozoïzite) s'y rencontrent, associées à des éclogites, des serpentinites, des amphibolites et des gneiss; les traces de retromorphoses successives confèrent à ces terrains une place particulière dans des études sur le métamorphisme et ses faciès. E. Den Tex et ses élèves y ont consacré des travaux détaillés, tant du point de vue minéralogique que chimique (1), et ont bien mis en lumière les originalités de toutes ces roches peu fréquentes. Sur le plan morphologique, c'est un territoire manifestement pénéplané, où s'observent de très beaux reliefs résiduels et où se retrouvent localement des emboîtements de niveaux bien individualisés. On croirait avoir à nouveau sous les yeux les paysages de la Sierra Faladora ou du Nord de Puentes.

Dans le secteur le plus large, situé entre les rios de las Mestas et Seixo, l'ordonnance des éléments est la plus complexe. A l'Ouest, formant le domaine côtier de Cedeira à la Pta Candelaria (5,500 km), s'allongent du SSW au NNE les *Mtes de la Jerila et Candelaria*. Leurs sommets, d'allure usée, se maintiennent entre 270 et 398 m. S'y juxtaposent : des gneiss micacés à grenats et des gneiss amphibolitiques sur leurs flancs occidentaux, des amphibolites constituant les parties centrales et orientales de l'alignement. Dans le détail, la topographie est hérissée de petits *galiñeiros*. Ils sont faits de gneiss amphibolitique de quelques mètres de haut, trouant la lande, au N du Mte Purrido, et dans la pointe Candelaria (plongement des couches à 60° faisant front à l'WNW); vers Viladesuso (Mte de Vilar) ce sont les amphibolites qui constituent de telles crêtes minces ou des monoclinaux. Cette première bande de hautes terres est séparée du reste du massif par une dépression profonde à fond en berceau, dont les cotes restent comprises entre 60 m et le niveau de la mer sur 4 km (vallée de Cerbo). Elle coïncide d'une part avec un accident tectonique ancien, d'autre part avec un contact entre les amphibolites que nous venons de quitter et des gneiss micacés à grenat, plagioclases et feldspaths potassiques, kyanite et staurotide. Ceux-ci sont affectés par un style isoclinal de plissement, avec plongement à l'ESE. On reconnaît là les mêmes roches que dans la Tierra de Ortigueira. Leur comportement à l'érosion est identique; le relief y est moins accusé et amplement ouvert par des ruisselets qui convergent vers Pontigas, les pentes sont plus douces. La vallée de Cerbo, de ce fait, est dissymétrique.

Plus à l'Est, une fois traversé l'affleurement de ces gneiss où la topographie ne dépasse pas 250 m d'altitude, se dresse la *Sierra de la Capelada*. On y accède par un talus continu, en gros méridien, où les pentes se tiennent entre 11 et 13°. Cette fois la lithologie ne peut plus guère être invoquée; une bande de roches vertes (serpentinites) affleure bien dans les versants, mais elle se situe tantôt vers le haut, tantôt vers le bas du talus. Celui-ci nous conduit à un premier niveau vers 400-430 m, large de 0,5 à 2 km. Un second abrupt, en pente plus douce (6-7°), fait passer à une autre surface dont les cotes sont comprises entre 520 et 450 m. Son extension et sa netteté, au long de ses 5 km de développement du NW au SE entre le Pozo de Agua et l'Alto do Foxo,

(1) E. Den Tex (**130**); E. Den Tex et D. E. Vogel (**131**).

permettent d'apprécier une inclinaison générale vers le SE de l'ordre de 1-2° en moyenne. (Le palier à 400 m n'a pas une extension suffisante pour que l'on puisse apprécier s'il est lui aussi incliné de la même manière). Les deux éléments de surface sont inscrits dans les charnockites disposées en veines assez régulières, parfois riches en grains de quartz allongés dans le sens de cette foliation. On y note un plissement d'ensemble assez faible (anticlinorium) mais les veines sont affectées de plis isoclinaux ou disharmoniques dans le détail. Les ondulations sont sans répercussion dans le relief, ce qui prouve, s'il en est besoin, qu'il résulte bien d'aplanissements. (V. profils, *fig.* 72).

Sur la haute surface subsistent de remarquables chicots résiduels. Le Pozo de Agua est l'un d'eux, et c'est lui le point culminant de la Sierra de la Capelada (572-544 m). Peut-être doit-il partiellement son relief à un lambeau de roches vertes (serpentinite) qui coiffe là les charnockites ? (1). Ce n'est en tous cas pas la seule explication de sa présence. Il faudra y revenir. Les autres sommets sont des chicots à pente raide, allongés du NNE au SSE, et qui coïncident toujours avec des affleurements d'*éclogite*. Cette roche se présente en filons ou couches épaisses (jusqu'à 500 m) très redressées en plis isoclinaux (2); elle donne l'alignement du Concepenido (572-520 m) et les *galiñeiros* de l'Alto do Foxo et du Pico de Moles. Leur silhouette heurtée et dépourvue de végétation, surgissant brusquement au milieu de la lande des surfaces planes, évoque les « Inselberge » classiques (cf. photo 62/18/3, *planche XXIV*). Tel doit être le cas d'ailleurs, car il ne fait pas de doute pour nous que l'aplanissement culminant doucement incliné est un fragment de la surface supérieure éogène; comme au long des Sierras Faladora ou Coriscada, il est flanqué de l'épaulement situé à 100 m en contrebas, que nous avons pu dater d'ailleurs de l'Aquitanien. Or, l'on sait que ces niveaux résultent de processus de pédimentation; il n'est donc pas artificiel de parler ici d'Inselberge. Dans le détail, on peut vérifier aisément le contact brutal du pédiment mordant sur les éclogites et des reliefs résiduels sculptés dans ces mêmes roches. Le redressement des couches quasi à la verticale justifie cette disposition, tandis que l'assez grande densité des diaclases est responsable du profil de détail des chicots.

Le versant oriental de la Sierra de la Capelada prend un aspect différent de l'occidental. Il y manque la trace continue d'un épaulement. C'est pratiquement sans ressauts que l'on passe des 460 m de l'Alto do Foxo à l'Anse de Mera. La partie supérieure de ce long versant est formée de charnockite, sauf en quelques endroits où pointent encore des éclogites. Les pentes sont de l'ordre de 20-25°. Les cent-cinquante derniers mètres (en moyenne) se développent, avec des pentes adoucies et un profil concave, dans des gneiss fortement mylonitisés, dits « blastomylonites ». Déformations mécaniques, boudinages, cataclase, minéralisation, ont affecté ces terrains rendus ainsi très fragiles (3). Ces caractères étant très anciens, on doit admettre que le rebord de la Sierra de la Capelada résulte de ce côté du jeu de l'érosion différentielle. Toutefois, il existe à l'Est du Pico de Moles, sur le Coto Fincoba, un témoin de l'épaulement aquitanien, étendu sur 700 m environ. Sa présence indique que le talus est polygénique, l'exploitation de la lithologie n'étant responsable que de la partie inférieure du versant.

La retombée méridionale de la Sierra de la Capelada offre davantage de complexité. Elle recoupe en effet des gneiss près de Cedeira, des charnockites et des blastomylonites gneissiques près de Puente Noval (rio de Mera). La dénivellation est de l'ordre de 300 m à partir de la Sierra de Moles au niveau du col qui sépare le rio de Las Mestas, tributaire de la ria de Cedeira, du rio de Guttin affluent du rio de Mera. Elle est tout aussi importante, plus à l'Ouest, au-dessus de Rega. Des ruisseaux alimentés par de nombreux ravineaux à l'amont dévalent cette pente, repoussant le rio de las Mestas vers le Sud contre le palier miocène de 300 m. Dans son tracé, le talus est accidenté de nombreux amphithéâtres d'érosion. Le recoupement de plusieurs d'entre eux donne même lieu, de Fraguela à Riba, à un rentrant de 1 km sur 2,5 km de largeur; les roches sont pourtant des charnockites, en principe résistantes, dans tout ce secteur. Le fait

(1) Cf. coupe 1 de la fig. 3 de (**130**), p. 80.

(2) Les éclogites sont des roches massives, « très tenaces » (J. Jung (**246**), p. 193) de texture diablastique, les cristaux cristallisant les uns dans les autres. Les caractères pétrographiques ne sont pas étrangers à leur mise en saillie dans le paysage. Leur porosité est extrêmement réduite (0,124) ce qui contribue à leur bonne conservation. La porosité totale d'après un examen au porosimètre à mercure, n'a atteint que 0,2 %.

(3) E. Den Tex (**130**), p. 83.

Palier miocène, porté à 320-300 m vers Lodeiro, mordant sur l'aplanissement éogène de 400 m.

Inselberg d'éclogite, sur la surface supérieure éogène (470 m) de l'Alto de Foxo (Ortegal).

Plage de *Villarube*, aile occidentale.
Cordons sableux et dunaires successifs, se relayant dans l'édification de la flèche.

curieux dans cette morphologie est que les ruisseaux actuels ne sont pas à l'échelle des entailles où ils coulent. Buissons et arbrisseaux s'y localisent même très souvent, alors que les versants sont couverts de lande à ajoncs. Le colluvionnement y reste médiocre, et la roche en place apparaît en dessous du sol de lande, à 30 cm de profondeur. Il s'agit donc de formes de ravinement relativement anciennes, seulement entretenues épisodiquement de nos jours. En l'absence d'indices précis, on ne peut les dater; nous pencherions pour un nettoyage des versants lors de l'épisode torrentiel du Quaternaire ancien. La roche ainsi affectée d'entailles devait par ailleurs présenter là une certaine fragilité. Des analyses pétrographiques, chimiques, et des mesures de porosité, il ressort qu'une altération latéritique y était assez prononcée (1). La porosité, en passant de 0,265 pour la roche saine à 19,636 pour un échantillon altéré a dû faciliter considérablement le lessivage et permettre l'ablation de charnockites.

Mais l'origine du rebord méridional, dans son ensemble n'est pas résolue pour autant. Sa disposition, en gros rectiligne WNW-ESE, orthogonale par rapport aux affleurements, coïncide avec un accident ancien repéré par les chercheurs néerlandais dans le col entre les rios de las Mestas et de Guttin, et plus près de Cedeira vers Viciñeira (130). Les niveaux d'érosion s'arrêtant aux abords de cette ligne de fracture, il est logique de supposer qu'elle a ou bien rejoué au Tertiaire inférieur, ou bien facilité l'altération des terrains qu'elle traverse et permis l'ouverture de la dépression où se loge le rio de las Mestas. Mais presque partout, les unités morphologiques riveraines sont différentes (au N surfaces éogènes; au S palier miocène) et non pas les mêmes, dénivelées. Aussi nous ne pensons pas à un rejeu général récent, mais plutôt à une exploitation post-tortonienne de la zone de fracture par l'érosion. Une complication est introduite cependant, pour l'arrière-pays de Esteiro-Cedeira, par l'existence d'un replat étendu sur $2 \times 1{,}5$ km, à 170-230 m, alors que les cotes du palier miocène au S du rio de Las Mestas sont comprises entre 260 et 310 m. Ses contours coïncident avec un coude de ce rio où l'on soupçonne des influences tectoniques. Peut-être faut-il admettre là un rejeu de cassures après le Tortonien, amenant un abaissement local du niveau miocène (2).

Malgré une coupure profonde provoquée par le rio de Seijas exploitant plus ou moins fidèlement une faille ancienne doublée d'un contact lithologique, la Sierra de la Capelada reste soudée à *la partie Nord du promontoire d'Ortegal*. Sa largeur s'y réduit à 6 puis 4 km, alors que les altitudes restent au moins aussi élevées, sinon plus fortes par endroits. Les parties les plus hautes occupent les secteurs occidentaux, où elles dominent presque directement l'Océan. Elles correspondent assez exactement avec les affleurements de serpentinites (3). Leur disposition est subhorizontale à la Vigia Herbeira et au Sud-Ouest de la Pte del Limo, ainsi que le montrent clairement les falaises depuis Obico jusqu'aux Cantiles de Cuadro ou dans le rentrant entre la Pta del Limo et la Pta Aguillones. La résistance de ces roches paraît mise en évidence par le fait que les contours en sont assez fidèlement soulignés par l'érosion. Les têtes de sources du rio Lourida en descendent rapidement pour donner une vallée bien creusée dans les charnockites. Le rio de Zarzo souligne lui aussi le contact entre serpentinites et charnockites. Et dans un horst ancien qui interrompt l'affleurement des roches tabulaires à hauteur de Sixto, le rio de Morela a ouvert un couloir d'érosion très marqué (inversion de relief). Toutefois, les serpentines — ou pyroxénites — paraissent sensibles aux actions chimiques, car il est fréquent d'y trouver des champs de lapiés, aujourd'hui cachés par la lande. La ciselure des roches n'est pas très profonde — quelques décimètres — mais très nette. Serait-ce le travail des neiges du Quaternaire ?

(1) La roche saine compte en effet 50,70 % de SiO_2, 15,70 % de Al_2O_3, 11,77 % de $FeO + Fe_2O_3$, et la roche altérée respectivement 43,70 %, plus de 23 %, et 9,35 % de ces composants. A l'altération, MgO est passé de 5,63 à 1,59 %; CaO de 8,97 à 1,15 %, Na_2O de 2,84 à 1,37 % et K_2O de 0,45 à 0,37 %. Les chiffres de porosité indiqués ont été obtenus par la méthode utilisée au C.R.P.G. de Nancy. Sur échantillon sain, la porosité totale a pu être calculée. Elle n'est que de 0,26 % pour les macropores, contre 1,83 % pour les micropores, plus propices à l'altération chimique.

(2) On ne peut guère invoquer ici le fait que ce replat à 170-230 m se développe dans des gneiss ectinites, car dans ces mêmes roches le palier miocène reste vers 260-300 m.

(3) Roche riche en serpentine lamelleuse (antigorite) et en oxyde de fer (échantillon prélevé à la Vigia Herbeira).

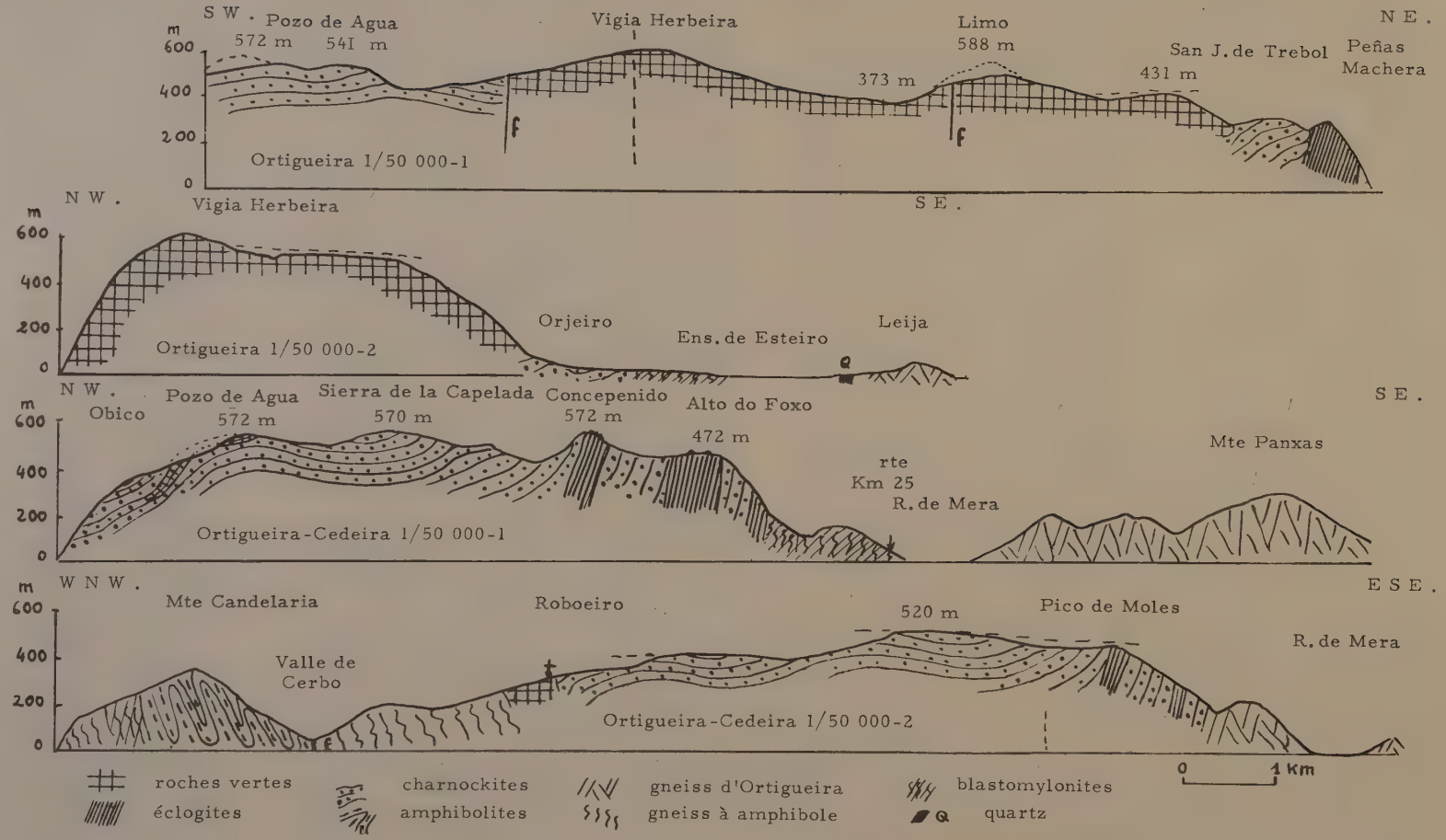

S W .
Pozo de Agua
572 m
541 m
Vigia Herbeira
Limo
588 m
373 m
San J. de Trebol
431 m
N E .
Peñas
Machera
m
600
400
200
0
Ortigueira 1/50 000-1
N W .
Vigia Herbeira
S E .
Orjeiro
Ens. de Esteiro
Leija
Ortigueira 1/50 000-2
Obico
Pozo de Agua
572 m
Sierra de la Capelada
570 m
Concepenido
572 m
Alto do Foxo
472 m
rte
Km 25
R. de Mera
Mte Panxas
Ortigueira-Cedeira 1/50 000-1
W N W .
E S E .
Mte Candelaria
Roboeiro
520 m
Pico de Moles
R. de Mera
Valle de
Cerbo
Ortigueira-Cedeira 1/50 000-2
0
1 Km
roches vertes
éclogites
charnockites
amphibolites
gneiss d'Ortigueira
gneiss à amphibole
blastomylonites
Q
quartz

FIG. 72

Quoique les roches se prêtent au développement de surfaces structurales — et il s'en révèle bien quelques-unes, localisées —, la topographie dérive d'aplanissements comme dans la Sierra de Capelada; ceux-ci se développent au pied des endroits culminants. La Vigia Herbeira (613 m) domine d'une cinquantaine de mètres une surface doucement inclinée vers l'ESE, des cotes de 570 m jusque vers 530 m (1°5) et une autre échine aplanie vers le NNE avec des altitudes semblables. Sans avoir des flancs raides, la Vigia, tout comme le Pozo de Agua, doit être un relief résiduel sur ce niveau d'érosion. En contrebas d'un talus où la pente moyenne est de 7° sur 60 m environ, s'étend un autre plan régulier, conduisant jusqu'au Mte Miranda et le contournant. Les cotes y passent, en s'abaissant faiblement vers l'Est, de 460 m à 420 m sur 1,700 km puis à 380 m sur le flanc oriental du Miranda. Ce relief est un Inselberg d'éclogite très important, dont le sommet à double crête atteint 528 m. Au Nord du sillon du Morela, le Mte Limo, au profil surbaissé, pourrait bien être un témoin isolé du niveau supérieur. Son altitude (558 m) en tous cas autorise cette hypothèse. A son pied, vers 460 m et jusqu'à 360 m en direction du NE s'étale une surface inclinée de 3° sur 2,5 km. De même en direction du Nord, l'échine conduisant à la Pta del Limo en garde des traces encore perceptibles (1). On peut donc affirmer que les aplanissements éogènes, au Cap Ortegal, arrivent directement jusqu'à la mer en maints endroits du côté de l'Ouest et du Nord.

La retombée vers l'Est est compliquée par plusieurs éléments d'ordre structural. Les charnockites bordent les roches vertes des hautes surfaces avec une largeur variable. Elles sont en outre pénétrées par des éclogites. Le cap Ortegal leur doit sa procession de pénitents qui devance la Pte Aguillones, et les reliefs heurtés dont elle est le prolongement (350-320 m); le Mte Castrillon au N de Cariño est une montagne de 300 m où l'éclogite est exploitée en carrière, tandis que se dressent plus au Sud les aiguilles du Miranda dans les mêmes terrains. Suit une bande de blastomylonites, flanquées de gneiss; tous les talus s'y développent, comme sur le rebord de la Sierra de la Capelada. Cette disposition en bandes subméridiennes est parfois dérangée par les failles anciennes du horst de Sixto; il en résulte un festonnement sensible à leur hauteur; de même au niveau de la cassure ancienne qui sépare la Sierra de la Capelada du bloc de la Vigia Herbeira (Seijo).

L'analyse des reliefs, si elle n'a pas montré de différences sensibles entre les principaux compartiments d'Ortegal à propos de leur nature morphologique, a permis d'observer un léger décalage entre les altitudes des deux surfaces d'érosion éogènes au N et au S de la fracture de Seijo; décalage à l'avantage du compartiment septentrional, et de l'ordre de 50 m pour le niveau supérieur, de 30 m environ pour le niveau inférieur. Est-ce suffisant pour parler d'un rejeu de l'accident ancien ? Peut-être. Nous avons aussi noté dans les deux blocs, la même inclinaison des aplanissements vers l'Est, la ligne des points culminants restant proche de la côte occidentale. On est donc conduit à envisager un basculement d'ensemble après l'Aquitanien. Enfin, si l'on compare le promontoire qui nous occupe aux autres blocs de l'Ouest galicien où les surfaces éogènes approchent de l'Océan, on ne peut que constater qu'il est le seul à y tomber sans transition, au moins d'un côté. Même la Sierra de la Grova, au Sud de la ria de Vigo, possède, avec sa rasa, un élément qui indique que l'abrupt est déjà évolué. Doit-on alors envisager de faire de la côte entre Cedeira et Ortegal le résultat d'un accident récent ? Il ne le semble pas pour les raisons suivantes :

— Les profondeurs sous-marines entre 0 et 40 m épousent bien les saillants et rentrants du littoral. Il existe même des brisants par moins de 10 m de fond au N de la ria de Cedeira. Et fait plus surprenant, les isobathes de — 70 m se tiennent à 4 km de la Pta Aquillones, 6 de la Pta del Limo et à 9 km de la Pta Robaliceira.

— Le tracé lui-même des côtes n'est pas en concordance avec les accidents anciens. Or, presque partout en Galice, les contours des reliefs dérivés de failles épousent les lignes de fracture anciennes ayant rejoué. Ici, les cassures connues s'orientent à N 5° E ou bien N 120° E, alors que le littoral s'oriente en moyenne à N 60° E. Au Sud de la Pta Candeleria, les accidents arrivent également tous obliquement à la côte.

(1) Le figuré de la carte d'Etat-Major 1/50 000 donne l'impression (fausse) d'un éperon incliné de 8° en moyenne vers le Nord.

Ainsi, s'il reste probable que les hauts plateaux d'Ortegal au rio de Moles représentent des compartiments de surfaces tertiaires soulevés, on voit qu'ils ne l'ont pas été plus qu'ailleurs; ils confirment que c'est un mouvement de masse qui a prédominé au cours du Tertiaire pour toute la Galice occidentale. Nous serions assez enclin à penser que le dernier moment de surrection, peut-être mio-pliocène (1), a dû s'accompagner du basculement des surfaces vers l'Est, tandis que disparaissaient à l'Ouest par effondrement les traces éventuelles d'un niveau tortonien. La côte actuelle serait le résultat de la retouche des escarpements de faille, dont le recul est déjà sensible. Nous allons voir, dans l'étude des côtes, que le mode d'évolution des falaises permet l'entretien de pentes très raides sous l'effet combiné de la mer et des processus subaériens.

B. — LES CÔTES

L'examen des côtes revêt ici quelques difficultés, faute de chemins d'accès sur de longs tronçons — tels les contours du promontoire d'Ortegal de la Pta Candelaria à Cariño, ou l'entre-rias d'Ortigueira et de Barquero depuis Espasante jusqu'à Barès. Faute aussi de cartes précises, car on ne peut guère se fier aux indications que fournit la carte au 1/50 000 à propos des pentes reflétées par les courbes de niveau. Il arrive plus d'une fois que telle butte, apparemment inclinée à moins de 30° vers la mer soit en fait tronquée par des falaises de plus de 50 degrés depuis leur sommet (2). D'autres obstacles s'y ajoutent quelquefois; il suffit que des ajoncs hauts de 2 m aient envahi un chemin non entretenu, ou qu'un sentier soit coupé par le décollement d'un pan de roche, pour que la marche soit interrompue et qu'un gros détour soit nécessaire. Mais quels paysages se découvrent soudain après un parcours dans la lande ! Les vagues se brisant sur *des parois subverticales hautes de 50, 100, voire 400 m,* d'énormes murailles tombant dans les flots, sont des spectacles impressionnants, sans cesse renouvelés.

Tout n'est pas falaise cependant. Les anses sableuses ou vaseuses des rias sont des havres de calme. Quelques plages aussi ont pu trouver place, soit dans les rias, soit parfois face au large. Elles méritent également notre attention.

a) Les falaises

Elles prédominent fortement de Cedeira à Vivero. Leur intérêt n'est pas seulement *dans l'importance de leur hauteur, supérieure à toutes celles des autres secteurs côtiers de Galice et même d'Europe continentale* semble-t-il (3). Il réside aussi dans les aspects distincts qui découlent

(1) Celui qui a plissé les lignites de Cantallarana et relevé le palier tortonien.

(2) Nous avons dû utiliser, pour une analyse plus précise, l'altimètre compensé, et dans toute la mesure du possible, la photographie aérienne comme moyens de contrôle.

(3) L'Irlande, dans les Mts de Donegal-Slieve League (600 m) ou dans le Mayo (Croaghaun 666 m), possède des falaises plus élevées encore et aussi raides. A. Guilcher parle de « précipice », de « formidables falaises » à leur propos (p. 122 et 124) *in* « L'Europe du Nord et du Nord-Ouest, les Iles Britanniques » Orbis, P.U.F. 1963. Mais la longueur des secteurs de côte élevée y est peut être moins importante. Les promontoires du Kerry, plus semblables par leur allure de plateaux qui dominent la mer de 300 m, l'îlot de St Kilda au large des Hébrides Externes, avec ses falaises de 420 m (*ibid.* p. 129), les côtes occidentales de l'Ecosse (300 m), seraient peut-être davantage comparables à quelques tronçons du littoral d'Ortegal.

de la lithologie. Nous avons, rassemblés dans cette partie du littoral, des affleurements de gneiss, de schistes, de charnockites ou de serpentinites, d'amphibolites ou autres roches vertes tronquées par la mer. Les formes qui en résultent, malgré des différences dans le commandement, restent dépendantes des données structurales. C'est donc sur ces dernières que nous allons fonder notre présentation des falaises.

Un premier type correspond aux roches amphibolitiques, et aux éclogites (cf. fig. 73A et B). Nous les trouvons en particulier au Phare de Candelaria et ses environs, ainsi qu'à la Pta Aguillones, avancée la plus nordique du Cap Ortegal. Ce type se rapproche des « falaises plongeantes », en ce sens que ne s'observe aucune encoche au niveau des hautes mers. Leur pente est étroitement liée au fort pendage des couches et à leur diaclasation, au moins dans la partie avivée et nettoyée par les vagues et les embruns. Mais le terme de « falaise plongeante » reste impropre car les cotes sous-marines ne montrent pas que la pente émergée se poursuit sous les eaux. L'isobathe de — 10 m est situé à plus de 100 m de distance horizontale du pied des falaises, et n'accompagne pas le déchiquètement de détail des côtes. Ce sont donc plutôt des ***fausses falaises.*** Les indentations de tracé sont en rapport avec l'intersection de la schistosité acquise avec des cassures, des plissements, et avec des « foirages » le long de sortes de failles panamiennes. D'assez nombreux écueils dentelés précèdent le trait de côte, rendant son approche très périlleuse. Dans les roches amphibolitiques de Candelaria, les reliefs côtiers comportent des versants inférieurs à 30° sur leur plus grande partie. Les profils, partant de 280 m (Mte de Vilar) ou de 220 m (Purrido), sont convexes, avec une pente moyenne de 25°. Seule leur base dépasse 40 degrés. C'est elle qui est raidie par la mer, qui dégage les plans de schistosité (45-50°) ou ceux de diaclases (75°). La végétation colonise de ce fait presque tout le versant, ne laissant dénudés que les 10 ou 15 derniers mètres. L'intervention des failles panamiennes donne aux secteurs exposés au NW un aspect propre, car le pendage des amphibolites à l'E-SE est coupé de diaclases SW-NE; des blocs relevant leur « nez » s'échelonnent ainsi sur 30 à 60 m de haut, mais brouillent l'allure d'ensemble des falaises.

Celles que l'on rencontre dans les éclogites du Cap Aguillones et des îlots qui les prolongent sont d'aspect assez voisin. Les falaises nues y sont plus importantes par suite du pendage plus fort des bancs rocheux (60°). Des décollements partent de points plus élevés (*parfois 150 m,* pour un versant de 300-255 m de commandement). Mais l'aspect de détail de la partie basale est le même, devancé d'îlots dentelés. L'évolution de telles falaises est très lente, car les pans tombés plongeant dans la mer sont faits de roches massives, très redressées. La part des actions continentales y est au moins aussi importante que celle de la mer. C'est elle qui élargit plans de schistosité et diaclases; s'y ajoute le ruissellement, responsable du creusement de « barrancos », amorcés souvent bien au-dessus de la zone dénudée. Mais on est en droit de penser que leur rôle actuel est presque nul, car la végétation les colonise maintenant.

Les falaises réalisées dans les schistes sériciteux entre les Ptas de la Bandeixa et Maeda (E de la ria de Ortigueira) *s'apparentent beaucoup à ce premier type* dans leurs aspects extérieurs, mais doivent s'en distinguer par leur évolution certainement plus rapide (cf. fig 73 C et D). Les reliefs côtiers sont d'altitude modeste, sauf près de la presqu'île de Barès; mais la mer les a suffisamment rongés pour que les hauteurs de 50-60 m ou davantage soient atteintes au long des falaises. A l'E de Picon, les schistes du substratum sont assez pélitiques ou gréseux, disposés en plaquettes de quelques centimètres régulièrement empilées les unes sur les autres. Leur pendage, variable, reste toujours fort (1). La topographie continentale se trouve alors déchirée par décollement de pans entiers de dalles schisteuses, épaisses de plusieurs mètres (Pta Lousido), ou par exploitation de zones fragiles; le délitage s'y fait par fragments plus petits, mais où l'ablation y est plus fréquente. Y collaborent l'affouillement par les vagues et le ruissellement des averses et des embruns. Il se forme alors des « cales » étroites, profondes parfois de plusieurs dizaines de mètres — jusqu'à 100 m —. Les falaises sont le plus souvent faites de ces pans de roches abaissés, la partie haute étant la plus abrupte et correspondant à la zone de décollement, lorsque le pendage est conforme au front de mer et pas trop diaclasé. *Des hauteurs de 50 à 75 m sont*

(1) Un synclinal se dessine à hauteur de la plage de Picon (pendages de 57-60° vers l'ENE du côté occidental, 60 à 68° vers l'W ou l'WNW de l'autre côté vers la Pta Lousido).

Côte Wde la Pta Aguillones
(Cap Ortegal, éclogites)

Côte au N. du phare de Candelaria (amphibolites)

Falaise schisteuse de Canlo
(202 m)-E. de la ria de
Ortigueira-(cliché Criqui)

Falaise de schistes à l'Est de Picon
(Est de la ria de Ortigueira)

Fig. 73. — Profils de falaises de la côte NW de Galice

générales dans ce secteur, avec des pentes de 50 à 60°, localement même 70 à 82°. Le trait de côte a maintenant presque atteint la ligne de faîte des collines bordières (1).

C'est à l'Est de la petite ria du rio Sar que se dressent les abrupts les plus imposants; les promontoires du Torrente et de la Pta Maeda sont tranchés à vif à partir de *180-192 m au Canlo, de 78 à 150 m au Torrente.* Les schistes, un peu plus compacts ici, sont coupés de diaclases de pendage parfois inverse de celui des roches. Il en résulte un profil des falaises plus irrégulier, avec des surplombs séparant des plans inclinés à 40° (Canlo). Lorsqu'au contraire les diaclases ne dérangent pas l'ordonnance des schistes, les joints sont bien dégagés, nettoyés; selon leur pendage, ils donnent des parois nettes très raides (70°) ou des « flat irons » (30°). A l'Ouest de Picon, les schistes sériciteux sont séparés de la zone précédente par une zone de gneiss; ils reparaissent entre la Pta Bandeira et Atalaya, pour présenter un aspect tout à fait identique de plans dégagés, inclinés à 40-50° — là où les décollements sont réduits en épaisseur; la pente tombe à 25° (mais sur une hauteur de 155 m à Atalaya) là où, au contraire, des foirages importants ont eu lieu.

Avec les côtes du cap Ortegal taillées dans les charnockites faiblement plissées et les pyroxénites ou serpentinites subhorizontales, un *second type* se dégage (v. fig. 74). Pas plus que le précédent toutefois, malgré les pendages faibles, il ne comporte d'encoches ou de platier découvrant réalisés par les vagues. Il s'agit encore de parois rocheuses abruptes, où la mer doit faire face à un colossal travail de déblaiement, si l'on tient compte de la masse continentale qui lui fait front. Les traits originaux en sont les suivants :

— La falaise ne se distingue du versant maritime des reliefs que lorsque les ressauts liés aux conditions structurales ont quelque envergure; le profil d'ensemble de l'abrupt présente alors autant de paliers et de corniches qu'il y a de bancs subhorizontaux compacts et épais. Avec le temps, on obtient une succession de convexités jusqu'à la base. La zone de déferlement, selon les lieux, se place près d'un palier, ou vers la base d'une corniche, ce qui fait varier la raideur de la « falaise ». Les Ptas Robaliceira et Gabeira illustrent le premier cas. A la Gabeira, un palier s'étend sur plus de 100 m vers 25-35 m au-dessus de la mer; les falaises et les îlots voisins n'ont donc que cette hauteur. Au-dessus du méplat, une puissante corniche de 150 m environ d'épaisseur, puis une autre de 80 m provoque une double convexité vers la partie supérieure du versant (fig. 74 B). Un peu plus au SW, à Obico, le second cas est réalisé; c'est un banc de plus de 55 m d'épaisseur qui occupe le pied de la paroi tombant dans l'Océan; les falaises sont de ce fait plus tendues (45°); comme d'autre part la muraille montagneuse ne comporte qu'un étroit palier, surmontée d'un autre banc de 120 m de puissance, la pente d'ensemble reste de l'ordre de 30° pour 360 m de dénivellation.

— Lorsqu'au contraire les conditions lithologiques sont peu contrastées, comme dans les serpentinites ou pyroxénites du Mte Limo, les ressauts se multiplient mais sont peu dégagés; le profil de la « falaise » se décompose alors en une succession de plans verticaux et de sections inclinées d'une trentaine de degrés en moyenne; les pentes d'ensemble, de toute façon restent trop tendues pour retenir les éboulis (sauf localement). Dans les Cantiles de Cuadro, l'abrupt côtier garde une inclinaison générale de 48 à 55° et dans les criques situées à l'W de la Pta del Limo, nous avons mesuré *des pentes de 50 à 60° également pour un commandement de 370 m à 450 m* (2). (Cf. fig. 74 A et C).

— Une autre particularité de ces « falaises » est d'être sculptées par des amphithéâtres d'érosion, dès le haut du versant; des ravins convergents aboutissent généralement sur des méplats où s'amassent des éboulis, disposés parfois en bourrelets. Un couloir commun canalise ensuite les eaux et les fragments de roche vers le bas de la paroi. Sa profondeur peut atteindre 8 à 15 m.

(1) La carte d'Etat-Major 1/50 000 (Riobarba n° 2) en donne une représentation erronée. Son établissement date de 1943, et il est douteux que la côte ait reculé de 100 m ou plus en 20 ans, sans provoquer des doléances de la part des riverains. Ceux-ci se contentent de dire qu'épisodiquement des foirages se manifestent, « rapetissant » leur terroir de quelques décimètres ici ou là.

(2) Cela est lié à l'importance des bancs tranchés verticalement; certains sont épais de plus de 40-50 m; dans les Cantilles de Cuadro, il en est un qui a 155 m d'épaisseur. La partie inférieure faisant falaise au sens propre du terme mesure environ 60 m. A la Pta del Limo, elle atteint 100 m (pente de 70°).

Falaise de charnockites des Cantiles del Cuadro (Cap Ortegal)

Punta Gabeira (Vigia Herbeira, Cap Ortegal)

Falaise de 370 m au Sud de la Punta del Limo (Ouest du Cap Ortegal)

Fig. 74. — Profils de falaises de la côte NW de Galice

Comment évolue ce type de muraille littorale ? Quelle est la part de la mer dans l'acquisition de ces pentes ? Cela est très difficile à établir. Rares sont les endroits où des éboulements de pans importants, en cours de déblaiement par des vagues, ont pu être observés. Nous avons pu noter quelques lieux où elles soutirent du matériel meuble au pied des couloirs torrentiels, provoquant ainsi leur remise en marche. Mais aucune trace de déchaussement de la roche en place n'a été observée. D'autre part, nous avons constaté que les amphithéâtres d'érosion étaient colonisés par une végétation de lande, de prairie, en bon état de conservation. Des terrassettes y sont réalisées, mais une seule d'entre elles, sur une cinquantaine examinées, révèle un décollement récent. La végétation occupe au moins partiellement aussi les coulées d'éboulis, tant dans les Cantiles de Cuadro qu'à l'W de la Vigia Herbeira ou à l'E de la Pta del Limo. Enfin, un gazon couvre toutes les parties des parois rocheuses dont l'inclinaison ne dépasse pas 60° environ. Certes, la croissance d'un tapis végétal ne demande pas très longtemps, *mais la conjonction de ces observations nous amène à considérer ces « falaises » comme des formes plus ou moins figées* aujourd'hui après une période d'évolution plus active par processus subaériens essentiellement, qui pourrait bien avoir été celle des temps froids quaternaires et ou postglaciaires. Gel, neige, averses violentes ont dû buriner les ravinements, les « cirques » d'érosion, susciter un ruissellement intense capable de déblayer les morceaux de roches dissociées des parois, et engendrer des coulées de blocs. Mais cela ne préjuge pas de la génèse des talus en tant que formes littorales.

Un troisième type de falaise est associé aux roches schisto-gneissiques assez peu métarmorphiques. Ses caractéristiques essentielles sont d'être rarement très abruptes et d'être dotées assez fréquemment d'une plate-forme d'abrasion. Les tronçons de côte illustrant ces aspects se situent à l'Ouest de Cedeira, entre les Ptas Frouxeira et Chirlateira (schistes gneissiques migmatitiques), aux alentours de la Pta Tarroiba, à l'E des amphibolites de Candelaria (gneiss ectinites) et à l'Ouest de Picon (Ouest de la ria du Sar). Les reliefs bordiers sont peu élevés, à profil convexe surbaissé. La partie avivée de leurs versants reste médiocre, soulignée cependant par l'absence de végétation, et par une accentuation de la pente. A la Pta Corbeira (1), la falaise est haute de 5 à 30 m, redressée à 70°; le platier rocheux qui la devance s'étend sur une trentaine de mètres. A la Pta Tarroiba, où les altitudes de 220 m sont tout proches, le haut du versant s'incline d'abord de 16 à 40° sur près de 200 m, avant de se raidir à 70° pour les 20 ou 30 derniers mètres. Une plate-forme d'abrasion d'une quinzaine de mètres, irrégulière, ourle la falaise, tout en portant une poussière de petits éceuils. A l'Ouest de Picon, la nature gneissique donne au secteur de la costa Xuncos et aux falaises proches de Laxeiro un profil également moins raide que dans les schistes voisins, et des pentes de 30-40° seulement, sur lesquelles la végétation se maintient jusqu'aux abords de la zone de déferlement. Un platier rocheux de 20 m, prolongé par des îlots, devance le promontoire de Quelle. N'étaient ces manifestations indubitables de l'action marine, on pourrait presque parler de « versants-falaises ».

Ce terme de ***versant-falaise*** s'applique par contre au quatrième type de falaises de la côte du NW de Galice. Il s'agit des *littoraux des secteurs granitiques.* La presqu'îles de Barès nous en offre quelques exemples remarquables. La forme convexe des pentes aboutit à donner des inclinaisons accentuées vers la zone de déferlement; là pourtant, la mer ne peut que nettoyer les zones de diaclases, et empêcher une colonisation par les herbacées ou les mousses. La régularité des bas de versants est évidemment fonction de la densité des diaclases ou de la prédominance de tel ou tel système de joints. Ici, le pendange des diaclases directrices se fait vers le NW ou l'Ouest. C'est pourquoi, sur le côté oriental de la pointe de Barès, au pied du sémaphore, les formes convexes sont respectées ou entretenues. La pente s'y accuse dès les altitudes de 160-180 m. Elle passe de 20-24° à 32-36° (2). Voir fig. 75 A. Dans la pointe la plus septentrionale, l'abaissement du relief réduit les hauteurs en pente forte à 60-80 m. Dans le tronçon de côte qui conduit de la Pta de la Estaca au Campo Torto, exposé à l'W et au NW, la falaise est une série de plans de diaclases nettoyées; aussi l'inclinaison est-elle à peu près celle des joints (55-70°) et oscille entre 45 et 60° sur des hauteurs de 50-80 m. On retrouve là, du fait de la densité des diaclases parallèles, un aspect assez voisin des falaises de schistes, où la topographie continentale adoucie

(1) Entre Frouxeira et Chirlateira, cap à l'Ouest de la plage de Rodo.
(2) Les diaclases y sont redressées (55°) et la pente topographique convexe les recoupe.

Fig. 75 A. — Falaises dans les diorites quartziques de la Estaca de Barès

Fig. 75 B. — La côte orientale de la presqu'île de Barès
et l'ouverture aval de la ria de Barquero

est brusquement déchirée aux abords de la mer. Les diorites quartziques du Campo Torto représentent une forme de passage entre deux types à l'origine nettement différenciés. Mais il s'agit là d'un cas un peu accidentel, réalisé dans ses traits actuels après un recul notable de l'abrupt littoral (1). Tout le reste de la presqu'île de Barès, au S du Port de Barès, offre les « versants-falaises » classiques en Galice, liés à la convexité des reliefs granitiques (fig. 75 B). Le secteur côtier entre Vivero et Burela comporte ces mêmes aspects, comme on le verra p. 441 et seq.

Si la côte que nous venons de suivre présente d'aussi remarquables falaises, c'est bien évidemment parce qu'elle offre une lithologie tout à fait favorable, où des roches massives, sub-horizontales ou au contraire très redressées, opposent un imposant fronton aux houles de N et de NW. Les granites ne se prêtent pas à d'aussi beaux talus. Ensuite, la mer est ici particulièrement active, souvent mauvaise en automne et en hiver; elle rend parfois difficile le croisement des caps Ortegal et Candelaria, et vaut au littoral de Prior à la Estaca de Barès un renom redoutable. Nous avons donc ici la conjonction d'une dynamique côtière active, d'une lithologie favorable à la préparation de falaises abruptes, et d'un volume montagneux important. Si toutes les formes acquises ne sont pas intégralement littorales, ni même entièrement actuelles, il reste que leurs caractères se maintiennent grâce à une exposition qui doit être plus efficace qu'à l'Ouest du Cap Prior.

b) Les constructions sableuses

Riche en falaises impressionnantes, élevées souvent même en domaine schisteux et granitique, la Tierra de Ortigueira et son environnement ne laissent place aux accumulations littorales qu'en quelques secteurs privilégiés. Peu nombreuses, celles-ci sont cependant dignes d'intérêt, car elles constituent souvent de beaux exemples classiques de formes en accord avec les lois qui régissent ce genre de constructions. Toutes se rattachent à la catégorie des flèches sableuses.

A l'*Ouest de la ria de Cedeira,* nous rencontrons d'abord deux plages, encastrées entre des caps rocheux. Ce ne sont pourtant pas des accumulations de fond de crique, car la terre ferme est à plusieurs centaines de mètres, voire plusieurs kilomètres du cordon; il s'agit de flèches, ayant progressé d'W en E, qui ont atteint les promontoires orientaux et verrouillé une lagune. La *plage de Frouxeira* est la plus vaste des deux (2,500 km). Enchâssée de 1 km en arrière des caps encadrants alignés S-N, elle fait face aux houles du Nord (celles de NW sont amenées, par diffraction sur la Pta Frouxeira, à y pénétrer de façon méridienne également). La flèche a progressé d'W et E en fonction d'une dérive dans cette direction générale sur cette côte. En effet, les houles prédominantes dans ce secteur sont celles de NW et d'W; elles sont à la fois les plus nombreuses (42 à 65 % des houles selon les mois) et les plus violentes (2). En outre, les vents efficaces y doivent avoir pour résultante, comme à la Corogne, une dérive de l'Ouest vers l'Est. Les Instructions Nautiques en confirment d'ailleurs l'existence (3).

Mais il se trouve que, pour la plage elle-même, les vents forts ont pour provenance le NNE. Si bien que les formes d'accumulation éolienne ne s'accordent pas avec la direction du cordon. La plage présente un vaste estran plat, très faiblement incliné, que le vent balaye largement. Vers le haut de plage, il n'est pas rare de trouver quelques nebkas temporaires de 20-50 cm. La partie supérieure du cordon porte des dunes plus élevées, isolées les unes des autres, et plus ou moins fixées (4-8 m). En arrière, le sable redevient libre et des dunes éparses s'édifient; mais surtout il progresse vers le SSW, escaladant le versant rocheux au point de venir couvrir la

(1) Entre Concha Dorna et Campo Torto, plusieurs ruisseaux se trouvent maintenant perchés, et prennent l'allure de « valleuses ». Des moulins ont exploité les cascades de raccordement qui rachètent une dénivellation de l'ordre de 50 m. Ce secteur, très haché, est une zone de contact (diorites et granite non orienté formant le relief de l'arrière-côte). Des pegmatites abondantes y ont été observées.

(2) V. p. 66 de **G 1.**

(3) Bibliogr. **G 1,** p. 125.

surface de la « rasa » qui se termine à la Pta Frouxeira. Nous avons pu observer dans ce grand *campo de arenal* un beau modelé éolien. Sur le versant, le sable se dispose en « ripple marks » géants, de 18-20 m de longueur d'onde, les creux atteignant 0,60 à 1 m. Vers le sommet plane, des *barkhanes* sont édifiées; larges de 10 à 20 m elles atteignent 0,80 à 1,50 m de hauteur. Sur la rasa elle-même, le saupoudrage est plus médiocre. Entre les placages en cours de fixation apparaissent des surfaces de déflation, laissant voir les schistes gneissiques tronqués, ou une pierraille assez consolidée. Le sable retombe enfin sur l'autre flanc du promontoire, et envahit la plage de Porto Novo. Cet endroit est le seul de Galice où les manifestations éoliennes actuelles donnent naissance à des formes aussi nettes. Il méritait pour cela d'être décrit en détail. Ajoutons que l'invasion de l'arrière-pays par le sable tend à réduire la lagune par le Nord, en même temps que la végétation hygrophile l'amenuise à partir du Sud. Aussi son extension est réduite, au moins en été, à 300 m environ, au lieu de 1,800 km de longueur que lui attribue la carte d'Etat Major (1).

La plage de Rodo, plus à l'E, offre quelques similitudes. Entre les Ptas Corbeira et Gabeiras, et à plus de 500 m en retrait par rapport à leur extrémité, une autre flèche a fermé une lagune. La roche en place n'est visible qu'à 1,500 ou 1 km en arrière du cordon. Une dune bordière le couronne, peu élevée et fixée. L'estran, très largement découvert à basse mer est lui aussi une belle surface de déflation pour le vent, qui y édifie des traînées temporaires. Mais la protection par rapport au NE qu'apporte la Pta Gabeiras rend cette fois concordantes les directions des houles et de la résultante des vents forts (2).

Les autres accumulations importantes ont pris place à l'intérieur des rias. Dans chacune en effet on rencontre une « mid-bay spit » comme dans les rias centrales. Seule la flèche édifiée dans la ria del Barquero manque d'originalité. Dans les deux autres rias ,les formes construites prennent des aspects particuliers.

La plus curieuse est sans conteste celle de *Villarube dans la ria de Cedeira* (v. fig. 76). C'est une *flèche à deux ailes,* qui, s'étendant à la fois vers l'Ouest et vers l'Est, vient réduire le passage des rios de las Forcadas et de las Mestas. Le point d'appui en est l'extrémité de l'interfluve de confluence de ces deux cours d'eau (Atalaya, 60 m d'altitude environ). Le cordon dessine un arc concave vers le N, juste en face de l'ouverture externe de la ria; juste aussi dans l'axe d'un rétrécissement entre le renflement de la Pta Chirlateira et la Pta de la Robaleira; en arrière de celui-ci, la réfraction liée à l'évasement de la zone de confluence diminue l'efficacité des vagues, permettant le dépôt des sédiments sableux. L'aile occidentale de la flèche est la plus complexe, la plus développée, à la fois parce que le rio de las Forcadas est moins puissant que celui de las Mestas, et parce que les vents des secteurs NE y disposent d'un fetch local de 2 km (ce sont ici les plus actifs). Une accumulation éolienne ancienne est aujourd'hui devancée par une construction plus récente, plus dégagée que l'autre par rapport au pédoncule d'Atalaya. Le cordon ancien, en effet, par évolution et progression vers l'intérieur de la baie, s'est soudé à lui, s'est étalé aussi, ne formant plus qu'un amas de dunes surbaissées qui se disposent en vagues plus ou moins nettes — trois lignes de crête se reconnaissent encore —. L'édification plus récente déborde l'ancienne en la devançant. Peut-être comporte-t-elle quatre crochets successifs à son extrémité épaissie et plus haute (5-7 m) (Cf. fig. 76 et photo 52/12/2-3, *planche XXIV*). Là, les dunes bordières dessinent en effet plusieurs boucles vers l'intérieur de l'estuaire. Deux alignements de dunes bordières séparés par un couloir s'individualisent. Chacun comporte deux crochets terminaux (en Y). Les dunes, déjà bien caoudeyrisées, signalent que les actions éoliennes y sont efficaces (3). Près de la racine de cette aile occidentale, le cordon bordier est oblitéré et vient se souder à l'accumulation éolienne ancienne (caoudeyrisation ? position de fulcrum ? les deux à la fois sans doute).

(1) Observations personnelles, contrôlées par la photographie aérienne.

(2) La dépression qu'occupe la lagune correspond à un contact entre gneiss et amphibolites; ici c'est la végétation et un drainage artificiel qui réduisent la lagune, qui n'est d'ailleurs pas figurée, cette fois, sur la carte au 1/50 000.

(3) Un petit alignement de nebkas temporaires encore peu élevé (0,40 à 0,80 m) devance le cordon dunaire externe, légèrement avivé épisodiquement semble-t-il. Il ne s'amorce que vers la partie externe de la flèche, renforçant encore l'impression d'une activité plus grande des vents dans ce secteur. Sa terminaison amorce un cinquième crochet.

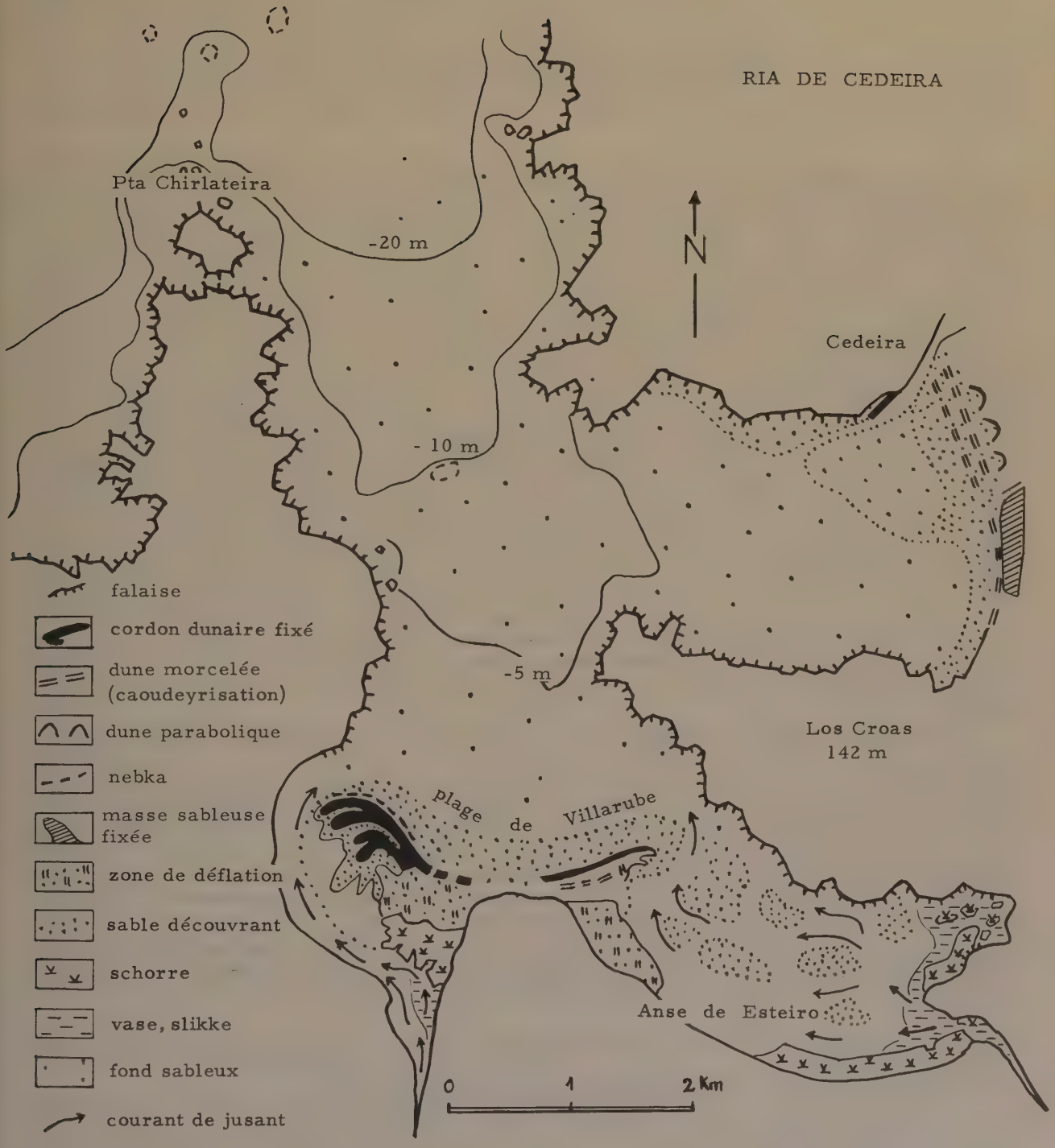

RIA DE CEDEIRA
Pta Chirlateira
-20 m
- 10 m
-5 m
N
Cedeira
Los Croas
142 m
plage de Villarube
Anse de Esteiro
0
1
2 Km
falaise
cordon dunaire fixé
dune morcelée (caoudeyrisation)
dune parabolique
nebka
masse sableuse fixée
zone de déflation
sable découvrant
schorre
vase, slikke
fond sableux
courant de jusant

FIG. 76

L'aile orientale offre moins d'intérêt, parce que les dunes ne dépassent pas le stade des nebkas et qu'on peut admettre des remodelages épisodiques. Du cordon ancien, il reste une dune basse, fixée et entaillée en microfalaise. Il est devancé par un sable peu fixé ou libre, souvent strié de ripple marks. On y reconnaît des bombements de sable parallèles au front de mer, portant ici ou là, des nebkas, et se débordant vers le NE. Il faut y voir, sans doute, des positions successives de la construction actuelle; elles se terminent là encore en se recourbant vers l'intérieur de la baie d'Esteiro. Enfin, signalons l'existence en aval du vaste estran de la plage de Villarube, de crêtes et sillons en croissants (1).

La *ria de Ortigueira* comprend elle aussi une zone interne faite de la confluence de deux rivières; mais les sinuosités de la vallée occidentale ennoyée placent le dernier éperon la séparant de la baie orientale en position bien abritée des houles et vents du Nord. Le domaine ouvert à ces influences se situe à l'Est de cet éperon (Mte Luama 117 m). C'est là que prend appui une flèche en forme de S aplati, *la Barra*, qui va verrouiller partiellement l'anse de Ladrido d'Ouest vers Est. En fait, la construction est aidée au moins partiellement par la dérive des sables qui s'amorce dès la Pta del Cancho, en avant du Mte Luama. Les courants de marée y ont permis l'adossement d'un banc de sable dans la convexité de la courbe que cette pointe impose au chenal, et le banc sableux vient nourrir la plage de Cabalar, appuyée à son origine sur le flanc NE du Mte Luama. De la partit une première flèche, assez courte, dont les dunes se sont étalées avant d'être fixées complètement. Le cordon actuel forme une flèche plus longue, en avant de l'ancien; en arrière s'est réalisé un marais (juncal) et se poursuit la sédimentation de la baie de Ladrido. Des dunes bordières, hautes au maximum de 3-4 m, couronnent cet édifice assez stable. Dans son tracé, la flèche récente décrit d'abord un arc face à l'ouverture principale de la ria au Nord, entre la pointe del Fraile et l'île San Vicente; elle se recourbe ensuite progressivement vers l'anse de Ladrido, sa convexité s'accusant à hauteur de l'île San Vicente. En s'avançant vers le chenal du rio del Baleo, elle prend une disposition en chicane par rapport à une apophyse sableuse accolée à la Pta Rubidos. L'évolution de cette construction est prévisible. Le sable s'accumule actuellement en avant de la plage au point de relier, à basse mer, l'île de San Vicente à la flèche. La dérive des sédiments, lors du jusant surtout, tend à s'écarter de plus en plus du cordon comme nous avons pu nous en rendre compte en observant des épaves flottantes qui se dirigent vers l'Ouest de l'île. Cette dernière sera probablement transformée en tombolo (*cf. fig.* 77). Actuellement, une partie encore du flot gagnant la ria de Ladrido passe à l'Ouest et au Sud de l'île; nous lui imputons la courbure vers l'intérieur de l'extrémité de la construction sableuse.

Dans la ria de Barquero enfin, la *plage d'Area Longa* dessine une autre " mid bay spit " en position tout à fait classique; adossée sur le Mt Brañoso et soutenue par son avancée vers le NW à la faveur d'un épais filon de quartz (2), la plage se prolonge vers le chenal par des bancs sableux qui repoussent celui-ci vers El Barquero. L'arc ainsi constitué fait face au NNE, qui est la direction vers laquelle la ria s'ouvre amplement (malgré des contours sinueux). Mais ce que ne montre pas la carte topographique au 1/50 000, c'est qu'un rocher devance la pointe du Brañoso, rattaché par les dunes de la plage d'Area Longa au continent. La flèche à pointe libre a engendré un tombolo, et du même coup s'est fixée. Ce sont des bancs de sable latéraux qui maintenant épaississent le tombolo du côté du chenal du rio Sor (3).

A côté de ces flèches sableuses, les baies contiennent d'autres accumulations que nous allons examiner maintenant. Nous le ferons tout en considérant l'aspect d'ensemble — configuration, relations avec l'arrière pays — des *rias altas*.

(1) Nous ne saurions affirmer qu'il s'agit de formes très stables. La présence de goémon dans des sillons semble en témoigner pourtant.

(2) Il en a été question p. 388; son épaisseur est de l'ordre de 30 mètres.

(3) La très curieuse levée de blocs arrondis de diorite qui abrite le port de Barès n'est pas une construction naturelle, malgré sa forme en crochet. F. Maciñeira (**301**) a pu établir qu'il s'agissait d'un brise-lames édifié par les « Artabres », en ce lieu fréquenté par les navigateurs anciens (pré-romains), à la recherche de l'étain et autres métaux. La Galice compte en effet parmi les « Cassiterides » et Barès en était une des stations de base (des monnaies phénico-hispaniques et la tradition d'anciennes mines l'attestent). Longue de 300 m, large de 40 m, la digue « cyclopéenne » représente la manipulation de 50 000 m³ de blocs, dont certains approchent les 2,5 m³ de volume.

C. — LES RIAS ET LEUR SÉDIMENTATION

La ria de Cedeira est relativement modeste dans ses dimensions : 5 km dans son grand axe NW-SE, 2,500 km de largeur au maximum. Elle doit une disposition ramifiée à une remarquable convergence hydrographique. Du NE vient le rio de Condomiñas, ou rio Saiñas. On a déjà indiqué qu'il bénéficie de l'existence d'une fracture, doublée du contact entre les amphibolites de Candelaria et de gneiss. Il est tout naturel que son ample vallée débouche par une anse évasée à Çedeira (1 km de large). Au SE, les rios de Las Mestas et de San Miguel débouchent dans une baie commune, l'Anse de Esteiro. Longue de 2,400 km, large de 0,600 km, elle reste assez calibrée jusqu'à ce que l'aile orientale de la plage de Villarube vienne rétrécir son tronçon aval. Du Sud arrive le rio de Las Forcadas, qui, avant l'édification de ladite plage, devait confluer quelque part entre le renflement de la Pta Chirlateira et le Mte Croya. Leur vallée commune débouche alors, avec une largeur de 0,900 km, dans la baie de Cedeira. La configuration de la ria, en étroites relations avec un système fluviatile ennoyé, a été acquise par élargissement sous l'action des vagues, dans un matériel presque partout schisto-gneissique (gneiss ectinites d'Ortigueira). Sa fragilité relative est facilement observable au S de la baie de Cedeira ou sur le pourtour de l'anse d'Esteiro. Seule a mieux résisté la partie terminale, rétrécie à 1 km, par laquelle se fait l'ouverture sur le large. Ce goulet est lié à des amphibolites formant une bande de 2 km de large, d'orientation SW-NE. A considérer la torsion que subit cet affleurement d'amphibolites à hauteur de la ria (1), à voir l'alignement NW-SE du flanc S du Mte Croya comme de la basse vallée du rio de las Mestas, on peut soupçonner qu'un accident ancien, avec décrochement des terrains, a dû aider à réaliser la sortie de la ria (*cf. carte géol. fig. 11*).

Sur l'âge de cette dernière, nous n'avons trouvé aucun élément autre que l'arrêt, sur son bord méridional, du palier miocène, et l'extension d'un replat fort net de 100 m plus bas que lui, en arrière de Cedeira. Selon les apparences ,il pourrait s'agir d'un élément dénivelé de la même unité morphologique — ce qui impliquerait un rejeu après le Tortonien de la fracture ancienne NW-SE. La ria trouverait là son origine. C'est là une hypothèse seulement, à défaut d'indice probant.

Le colmatage de la ria appelle quelques remarques. Les sédiments vaseux n'occupent que le fond de l'anse d'Esteiro, où un schorre réduit et peu élevé a pu être observé (2); il en existe un autre en arrière de l'aile occidentale de Villarube, envahi d'ailleurs par le sable soufflé du champ de dunes vers le Sud. L'envasement reste à l'état de slikke, souvent colonisé par les algues vertes, et demeure limité. L'origine des vases paraît bien être locale pourtant; la nature des argiles qui s'y trouvent est la suivante : illite 50 %, chlorite 40 %, kaolinite 10 % (pourcentages approximatifs). Or les roches de l'arrière-pays sont, comme on l'a déjà signalé, riches en micas (gneiss) et en amphibole. Le taux de chlorite est d'ailleurs ici le plus élevé rencontré dans les vases de Galice, et ce ne doit pas être par hasard; la ria de Cedeira est la seule à recevoir des rivières qui ne drainent que des pays riches en minéraux magnésiens (pyroxène, hornblende) (3). Par contre, si l'on tient compte du taux de calcaire contenu dans les vases, on est conduit à envisager un apport — dont la part ne peut être déterminée — de sédiments venus de la mer. Les vases de l'anse d'Esteiro contiennent 11 à 14 % de $Co_3 Ca$, ce qui est le taux le

(1) Cf. carte fig. 2 de (141), p. 98.

(2) Il est recouvert entièrement lors des marées de vives eaux. Un sondage au pont de Puntal, effectué en 1962, a indiqué en ce lieu 12 m de vase, reposant sur 0,50 m de cailloux roulés, supportés par la roche en place (altérée sur moins de 1,50 m).

(3) Cette chlorite, déposée dans un bassin d'extension aussi réduite, ne peut être qu'« héritée ».

plus élevé rencontré en Galice. Mais est-ce bien la marque d'une origine marine ? Les gneiss à amphiboles et grenats de l'arrière-pays contiennent près de 9 % de CaO à l'état sain; ne sont-ils pas eux aussi fournisseurs en carbonate des vases de Cedeira ?

La ria de Cedeira est surtout cependant le domaine du sable. On a déjà vu qu'il a nourri la construction de Villarube. Il alimente aussi la plage de Cedeira, arc harmonieux ourlé de trois rangées de dunes bordières. Les plus anciennes, fixées, dessinent aujourd'hui les paraboles imparfaites. Les deux cordons plus récents sont des alignements de nebkas non jointives, que la végétation n'occupe que sporadiquement. Les fonds de sable et les plages posent le problème de l'origine de ce sédiment. Est-il fourni par les roches de l'encadrement montagneux ? Nous n'en avons pas vu trace au pied des falaises d'amphibolite ou de charnockite; les rivières en transportent toutefois mais en petite quantité. Est-il apporté par la mer ? le copieux ensablement du secteur côtier à l'Ouest de la ria (Campo de arenal, plage de Frouxeira) conduit à se poser la question. Mais comment trouver les éléments de réponse ?

Les accumulations sableuses que l'on vient d'examiner présentent quelques caractères sédimentologiques communs. On note en premier lieu une grande finesse des grains. Presque tous sont de dimension inférieure à 0,5 mm (les sables les plus fins se rencontrent sur la plage de Cedeira; peut-être est-ce dû au contexte lithologique de cet endroit : gneiss fins à grenat et amphibolites encadrent la plage). Partout le triage est bon, ce qui est la preuve d'actions littorales ayant une certaine efficacité. Pourtant l'usure des grains reste assez médiocre, le pourcentage des émoussés restant inférieur à 30 % le plus souvent. C'est que les accumulations de type " mid-bay spit " s'édifient aux endroits précisément où s'affaiblit l'action des vagues.

La provenance de ces sables pose un problème. S'agit-il de produits de désagrégation des roches voisines des formes sableuses ? la finesse des sables ne le contredit pas puisque les terrains se décomposent ici en fragments de petite taille. Mais les sédiments de 0,2-0,5 mm sont aussi les plus mobiles, et la mer peut en avoir apporté une certaine quantité par ses dérives. Elle a à tout le moins fourni 20 % environ de la masse sous la forme de coquilles (cf. teneur en Co_3 Ca). Il faudrait en tous cas bien d'autres analyses pour traiter de cette question qui se pose aussi pour la ria de Ortigueira.

Tableau XXV

Sables des plages des " mid bay spits " du NW

Lieux	Granulométrie				Morphoscopie				Calcimétrie
	2-1 mm	1-0,5 mm	0,5-0,25 mm	< 0,25 mm	NU	CA	Em	Ov+R	Co_3Ca
Villarube	0	2,5	41,5	56	42	42	16	0	22 %
Cedeira	1	1	14	84	48	32	20	0	21,6
Cedeira	0	0	25	75	24	50	26	0	22
Ortigueira	2	21	58	19	2	66	28	4	17
Ortigueira	2	10	68	20	10	58	28	4	17

La ria de Ortigueira se différencie de celle de Cedeira par son ampleur : 10 km en ligne droite de Mera à Espasante; par sa disposition plus allongée aussi, qui cette fois suit l'orientation des terrains. Mais comme elle, elle s'ouvre dans des roches schisto-gneissiques (ectinites) ou des blastomylonites, qui offrent des conditions favorables à l'élargissement de baies latérales. Elle doit également ses contours à l'ennoiement d'un système hydrographique complexe. La prépondérance d'un grand rio (de Mera) justifie la différence de disposition, de forme et de taille, par rapport à la ria de Cedeira.

Le tracé de la partie la plus profonde de la ria de Ortigueira suggère la pénétration de la mer dans la vallée sinueuse du rio de Mera — sinuosités irrégulières d'ailleurs, comme plus en

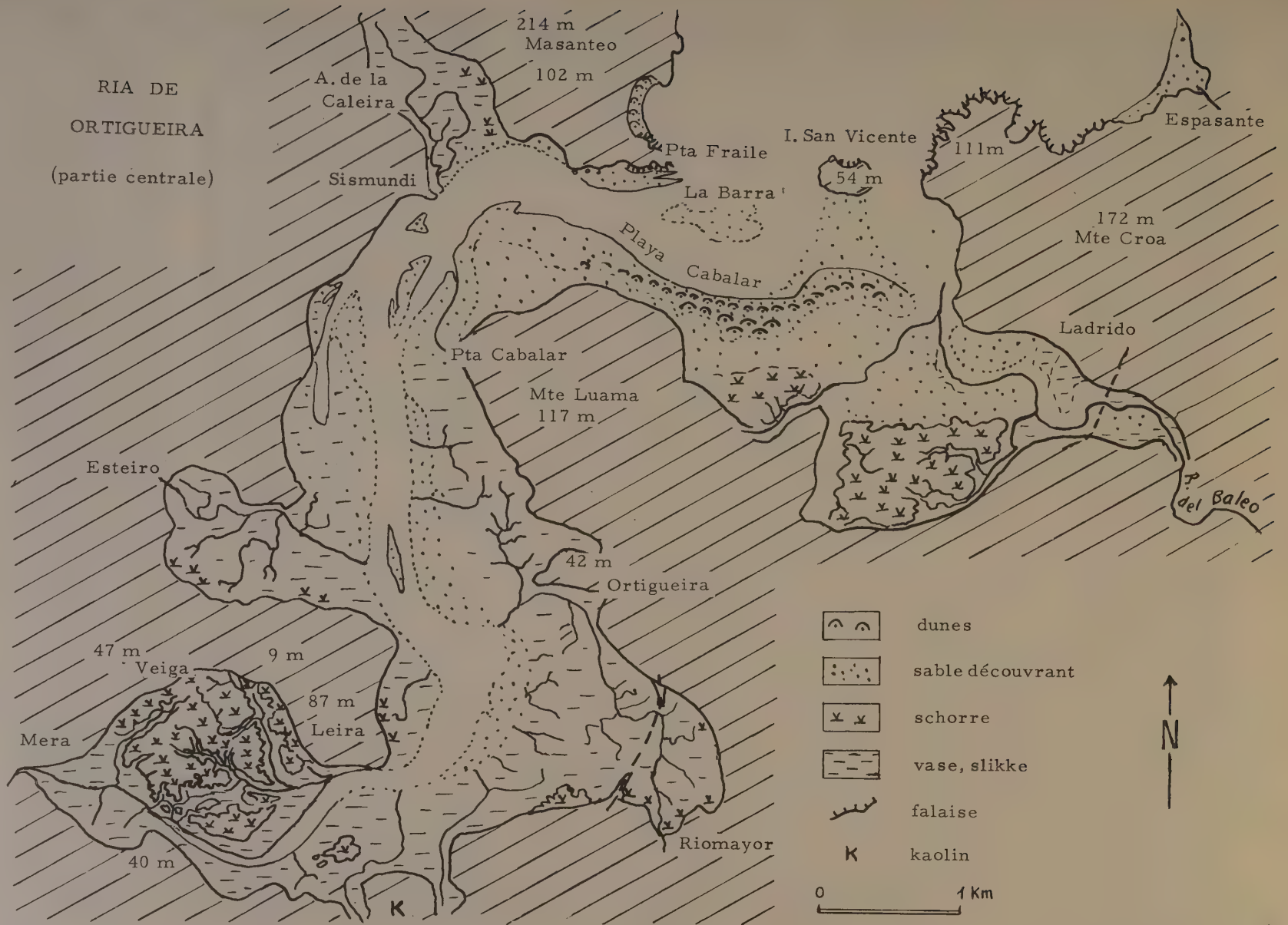

RIA DE
ORTIGUEIRA
(partie centrale)
214 m
Masanteo
102 m
A. de la
Caleira
Sismundi
Pta Fraile
La Barra
I. San Vicente
54 m
111m
Espasante
172 m
Mte Croa
Playa
Cabalar
Ladrido
Pta Cabalar
Mte Luama
117 m
Esteiro
Ría del Baleo
42 m
Ortigueira
47 m
Veiga
9 m
87 m
Leira
Mera
40 m
K
Riomayor
dunes
sable découvrant
schorre
vase, slikke
falaise
kaolin
0
1 Km
N

Fig. 77

amont, et non véritables méandres —. Au hasard du débouché d'affluents venus de la Capelada ou du bloc d'Ortegal, des baies adventices créent des élargissements d'ampleur variable. Le rio Cason aboutit, un peu au N du rio de Mera, dans la même anse que lui. Au rio de Zarza correspond l'anse de Esteiro, profonde de 1,500 km et large de 500 à 700 m; le rio Lourido débouche dans l'anse de Caleria, en forme de petit entonnoir (1,700 km). Sur l'autre rive, le rio Mayor ouvre au S d'Ortigueira une autre baie adjacente. Passée la presqu'île de Figueroa, la vallée ennoyée du rio de Mera converge avec la ria de Ladrido, démesurément large en regard du rio del Baleo qui y aboutit (3 × 1,5 km). N'était alors la flèche de Cabalar, la zone ennoyée atteindrait en ce lieu 6 km de large; pour se rétrécir aussitôt d'ailleurs, au N de l'île San Vicente, à un passage de 1,700 km. A partir de là, les versants de la ria s'écartent à la faveur d'une succession de baies, ouvertes directement sur le large cette fois. On peut encore rattacher cependant à la ria les anses de Cariño à l'Ouest, d'Espasante à l'Est.

A la genèse de ces contours, de multiples données ont collaboré. La tectonique d'abord, en abaissant vers l'axe du rio de Mera les éléments de pédiplaine d'Ortegal et de la Capelada à l'W, de Toxeiro et Salgueiron au SE. Mais la déformation en creux était bien insuffisante pour conduire directement à une auge ultérieurement ennoyée. S'y ajoute, pour le détail, l'existence en quelques lieux de fractures ayant pu rejouer, ou tout au moins faciliter le développement de rentrants : telle la faille du rio Seixo pour l'anse de Cariño. La lithologie, surtout, a permis la réalisation d'un alvéole d'altération. Les blastomylonites et des gneiss ectinites, sensibles aux actions chimiques, ont été excavés sur une grande épaisseur si l'on en juge par les noyaux de mêmes roches ayant subsisté et prenant aujourd'hui l'allure de chicots résiduels. Dans le promontoire de Figueroa, le Mte Masanteo porte à 204 m le sommet de son profil cônique. La butte de Leija, entre les baies d'Esteiro et de Mera, est cotée 87 m; à l'Ouest de la ria de Ladrido, le Mte Luama atteint 117 m, tandis que l'avancée de terre entre Espasante et Ladrido culmine à 172 m. Ajoutons en pleine ria l'île San Vicente, haute de 54 m. Entre ces reliefs, les terrains durent être largement déblayés par le réseau fluviatile, et par une évolution des versants qui n'exclut pas l'épandage des cailloutis en pavage rappelant les effets de la torrentialité quaternaire (1).

L'âge de la ria ne peut pas être mieux précisé que pour celle de Cedeira. Nos recherches au long des falaises, en quête de plages anciennes, se sont révélées infructueuses (l'existence de méplats vers 3-5 m ne pouvant constituer un témoignage suffisant de niveau ouljien). La seule chose quasi certaine est qu'elle fut élaborée dans son tracé actuel à partir d'un alvéole sans doute post-tortonien, par l'action conjuguée du creusement fluviatile et l'évolution des versants au cours du Plio-Quaternaire.

Du fait de sa longueur, de son tracé sinueux, la ria de Ortigueira s'est davantage prêtée à la sédimentation vaseuse. Celle-ci occupe les baies internes, le sable ne formant que des bancs mouvants dans la zone du chenal du rio de Mera. La ria de Ladrido, protégée par la flèche de Cabalar, offre aussi de bonnes conditions pour le dépôt de la vase dans les secteurs les plus intérieurs. Comme pour la ria de Cedeira, on a remarqué une notable proportion de chlorite (30-40 %) à côté de 60-70 % d'illite, tant dans les sédiments vaseux de l'anse de Mera que dans celle de Ladrido. La provenance continentale en est probable, puisque l'arrière-pays est fait de schistes sériciteux ou ardoisiers dans les bassins - amont des rivières tributaires, de gneiss à amphibole, et de serpentinite aux abords des baies. Ajoutons que la vase d'Esteiro et de Ladrido est très pauvre en Co_3Ca : 0 et 3 %, ce qui tendrait à montrer un faible apport marin. Un beau schorre s'est développé dans l'anse de Mera, très évolué déjà et morcelé par un réseau dendritique de chenaux de jusant. Sapé en micro-falaise, ne subsistant plus qu'à l'état de lambeau sur la rive Sud du chenal qu'accompagne une large slikke tapissée d'algues, il paraît en voie de régression sensible. Le schorre de la baie de Ladrido subit lui aussi une destruction, le sable envahissant par ailleurs de plus en plus cette « ria » annexe.

Le sable occupe toute la partie aval de la ria jusqu'à la saillie du Mte Luama, ce qui correspond au secteur le plus ouvert. Mais il apparaît aussi dans les zones internes, sous forme de bancs très étalés à proximité du chenal du rio de Mera; il vient même franger les contours

(1) Un pavage de quartz a été rencontré au N de l'Anse d'Esteiro, les produits provenant d'un filon tout proche (Barral). Un autre surmonte la roche pourrie dans le pédoncule de Veiga (Pta de Fornelos).

des slikkes dans les anses de Mera et de Ladrido. Dans cette dernière, il provient indubitablement du large. Un mouvement de sable de Espasante vers l'île de San Vicente a d'ailleurs été signalé (1). L'ensablement accru de la ria de Ortigueira proprement dite, reconnu par les services portuaires, s'explique plus difficilement (2). Ce qui est sûr, c'est que les sables sont passablement remués par la mer, tant à Cariño que dans la passe entre la Pta del Fraile et l'Ile San Vicente, et dans le chenal. Un tel transport y est possible par suite de la force des courants de marée, qui atteignent 6 nœuds en vives-eaux (3). Pour nous, il y a beaucoup de chances pour que la mer soit l'agent principal d'apport du sable, qui occupe par ailleurs les fonds très loin vers le large.

La ria del Barquero est d'un style assez différent des deux précédentes. Si son tracé est sinueux, ce n'est pas par développement de baies latérales à la fois évasées et profondes. L'encadrement montagneux laisse bien place à quelques anses, mais celles-ci ne s'inscrivent pas sur plus de 500 m à l'intérieur des terres et forment des arcs qui rappellent les rentrants des rias bajas. Partout ailleurs, ses versants plongent directement vers la rade remarquable qu'elle constitue. Peu de plans doucement inclinés sur la rive occidentale : la presqu'île de Barès, quoique moins élevée que celle d'Ortegal, serre de près le plan d'eau. Le versant oriental, moins rude, avance lui aussi des reliefs de 220 et 140 m jusqu'aux abords mêmes de la ria. Et les plateaux d'érosion barrent son fond, encadrant le cours inférieur du rio Sor. En outre, c'est la ria d'un seul fleuve, assez important, qui sort de gorges profondes. Un avant-pays où sa vallée a pu s'évaser quelque peu ménage une courte transition; c'est aujourd'hui l'amont de la ria : le bras de mer s'y allonge sur 3,500 km, avec une largeur de 0,400 km. Un ultime coude, et la zone ennoyée passe à 1,300 km de largeur; progressivement ses bords s'écartent, jusqu'à être distants de 3 km. Cette seconde partie mesure 5 km de longueur du cap de Barès à la flèche d'Area Longa.

Cette disposition répond assez bien aux conditions structurales. Des reliefs encadrants sont faits de roches plus résistantes que les gneiss d'Ortigueira; à l'Ouest ce sont les granites de Barquero et les diorites quartziques de Barès; et à l'Est, des bandes « d'Ollo de Sapo » indurant les schistes sériciteux, eux-mêmes souvent « bardés » de quartz. La ria s'est développée en tenant compte d'un contact lithologique et doit le suivre assez fidèlement. Quant à la subdivision en deux parties, à hauteur de l'Area Longa, elle est soulignée par le filon de quartz NW-SE dont il a déjà été question p. 388 et 408, note (3); ce n'est qu'après son franchissement que l'écartement fut rendu possible. Peut-être les roches de la rive orientale devenaient-elles alors plus altérées aussi. Car au S de la route qui domine la plage d'Area Longa, le flanc N du Mte Brañoso se révèle profondément kaolinisé. A la faveur d'une coupe, on y a vu la roche injectée de filonnets de quartz, entièrement pourrie sur plus de 2 m de hauteur. En outre, un autre filon de quartz apparaît au N de la plage de Fomento. Dans le détail, la structure est également intervenue pour localiser les évasements latéraux. L'anse du Puerto de Barès se place au contact des diorites quartzites, au N, qui ont fourni de remarquables boules aux versants (4), et des granites de deux micas non orientés. La plage de Xilloe, qui lui est symétrique sur l'autre rive, est due à l'exploitation par la mer d'une bande schisteuse entre deux alignements d'Ollo de Sapo. Ajoutons, pour terminer sur ce point, qu'il est probable que soit des cassures, soit des contacts lithologiques ont guidé les « sinuosités anguleuses » du Sor inférieur, et les contours de la baie au milieu de laquelle subsiste l'île de San Martin.

Pour aborder le problème de l'âge de cette ria, nous disposons cette fois d'éléments de quelque intérêt. Ils se situent de part et d'autre de la route qui domine la plage d'*Area Longa*. Au Sud, à l'endroit même où nous avons pu observer la kaolinisation de la roche en place, et au-dessus de celle-ci s'observe un dépôt de 1,25 m d'argile kaolinique comprenant des graviers et des fragments quartzeux anguleux ou à peine retouchés. Surmontant ce niveau, 4 m de sédi-

(1) Mémoire accompagnant les plans de vagues dressés pour le port de Cariño.

(2) (*ibid.*). On l'impute à la dégradation des côtes, tout en reconnaissant qu'il ne peut alors qu'être faible.

(3) Bibliogr. **G 1** (p. 129).

(4) Ces boules ne s'observent, dans l'affleurement des diorites quartziques, qu'en arrière de la plage de Barès, et au-dessus du port. Elles ont en moyenne 1-2 m de diamètre; elles présentent de belles traces d'exfoliation (pellicules de 1 cm ou plus superposées). Ces terrains ont fait l'objet d'une étude déjà ancienne d'I. Parga [v. T. 286 de *Anales de la Soc. Esp. de Fisica y Quimica* (oct. 1931)].

ments contiennent un mélange d'argile kaolinique, de sable, et de *gros galets et blocs usés*. Ceux-ci, de nature quartzitique ou quartzeuse, sont tous remarquablement polis et arrondis. Les plus petits, ayant 8 à 30 cm de grand axe, sont parfaitement symétriques, souvent ovoïdes. Leur aplatissement a pour médiane 1,5, caractéristique des plages de galets sur côte très battue (1). Les blocs plus gros sont plus contournés, mais leurs arêtes sont fort bien émoussées. Selon toute vraisemblance, un *coïdo* existait sur le flanc du Mte Brañoso. A quelle époque de haut niveau marin ? A en juger par l'altitude (+ 35 m) on songerait au Tyrrhénien I. Avec réserve, on pourrait admettre que la configuration de la ria del Barquero était acquise à ce moment là.

Il ressort aussi de la coupe que la plage perchée à + 35 m s'est édifiée sur un dépôt de versant riche en graviers et fragments quartzeux, qui rappelle beaucoup nos cônes torrentiels. Cette formation continentale se poursuit en contrebas de la route, jusque vers 15 m d'altitude, où elle semble avoir nourri une autre plage ancienne (2). En effet, les quartz présentent deux faciès différents, les uns restent subémoussés (42 % des galets ont une usure inférieure à 200) tandis que d'autres, souvent vers le sommet de la coupe, sont mieux roulés (32 %, avec un indice d'émoussé supérieur à 285). Par places, une matrice sableuse les enrobe; les grains en sont assez bien triés, mais médiocrement usés (86 % de N.U.) (3). Partout, la roche kaolinisée sert de substratum. Dans de tels produits de décomposition, le façonnement d'un glacis devait être particulièrement aisé.

Préparée par l'altération des roches soit le long des contacts lithologiques soit au contact de filons quartzeux, la ria del Barquero s'est donc au moins partiellement ouverte dans une dépression élargie par un façonnement généralisé des versants, approfondie par le creusement de la vallée du rio Sor pendant le Quaternaire ancien très probablement. Et l'on peut avancer qu'elle fonctionnait déjà en tant que ria lors du Grand Interglaciaire. Nous venons de montrer d'autre part que la ria de Ortigueira elle aussi a pour origine un alvéole d'altération sans doute post-tortonien puisque son développement a fait disparaître toute trace du niveau d'érosion de cet âge dans ses environs; et que ce même palier encadre la ria de Cedeira, et s'avance de part et d'autre du rio Sor inférieur (Pico Galiñeiro à l'W, Mtes Arcoso et Faro à l'E). *Nous arrivons donc à la conclusion provisoire que les rias altas se sont élaborées entre la fin du Miocène et le Quaternaire moyen.* En examinant les côtes entre Vivero et Ribadeo, ce point de vue recevra confirmation à plusieurs reprises, mais ne pourra guère être précisé.

Ria très ouverte, la ria del Barquero est essentiellement un lieu de sédimentation sableuse. Toute la partie en aval d'Area Longa a des fonds de cette nature; le port de Barquero s'en trouve aujourd'hui presque comblé (4) et le chenal du Sor entre l'Ile San Martin et ce port est encombré de bancs découvrant à basse mer. Quoique offrant un assez bon refuge par vents d'W et NW, cette rade spacieuse est sujette aux tempêtes de NE; le port de Barès est en outre menacé par les houles d'E, dont est protégé le reste de la baie. On y observe d'assez fréquents engraissements et démaigrissements, lors de tempêtes dont certaines ont même rompu ou déformé le chaos de boules qui forme brise-lames (v. note 3, p. 408) (5). Comme dans les autres rias, il est probable que le sable vienne du large. Pourtant cette fois le rio Sor, assez puissant, torrentiel, et doté d'un bassin versant riche en grains de quartz — Ollo de Sapo, schistes sériciteux et bancs gréseux — est à même d'apporter (ou d'avoir apporté) une contribution notable à cette sédimentation. Car son cours inférieur est très peu envasé; seul l'environnement de l'Ile San Martin recèle un petit schorre d'ailleurs très morcelé et quelques étendues de slikkes peuplées d'algues vertes. Ces traits sont en relation directe avec la large « ventilation » de la ria. Comme avec elle on entre d'ailleurs dans le domaine cantabrique des vents dominants de NE, et des dérives portant au moins en été vers le NW et l'W (6), un apport de sable venu de l'Est n'est pas à exclure.

(1) Cf. A. Cailleux et J. Tricart (77), p. 267-270.

(2) Les quartz sont pour la plupart compris entre 3,5 et 6 cm ou bien sont de véritables graviers (inférieurs à 2 cm). L'aplatissement moyen de la formation (1,74) n'est guère significatif. Il s'échelonne entre 3,1 et 1,1.

(3) Les grains de quartz ont été rongés, et ont subi une ferruginisation diffuse. Ces traits avaient été rencontrés dans toutes les formations accompagnant les glacis que nous avons déjà signalés.

(4) Instructions Nautiques (G 1), p. 124.

(5) F. Maciñeira (301), p. 194-195 et 198-201.

(6) Instructions nautiques (Bibliogr. G 1), p. 108.

Dans un bref regard en arrière, avant d'aborder les régions côtières de Galice Orientale, rappelons les traits originaux de la Tierra de Ortigueira et de son environnement. La réapparition, dans le bloc d'Ortegal, du plateau d'érosion éogène resté timidement en arrière des littoraux sauf près du rio Sor, n'est pas l'un des moindres. Elle vaut à la Galice du NW des falaises impressionnantes de hauteur et de raideur. La place qu'occupe par ailleurs le niveau miocène entre Ortigueira, Cedeira et Somozas, est tout aussi remarquable. C'est un élément qui manque dans le domaine des rias bajas et qui confère une particularité non négligeable aux trois rias altas que nous venons d'étudier. La relation évidente de celles-ci avec des organismes fluviatiles, et la meilleure proportion existant entre les dimensions des rias et la taille des fleuves, les distinguent encore des baies de la Galice du SW, comme des rias centrales. Il n'empêche qu'ici comme ailleurs, les processus d'altération tertiaire ont faussé quelque peu cette proportion, et restent un thème constant des paysages.

CHAPITRE II

LA RASA CANTABRIQUE ET SON ARRIÈRE-PAYS

Notre analyse des paysages nord-orientaux de la Galice va être pour l'essentiel consacrée au problème de la *rasa* cantabrique, élément topographique littoral qui peut se définir comme une vaste banquette d'érosion régulièrement aplanie et largement étendue le long de la côte, et nettement perchée au-dessus d'elle. La perfection de l'arasement, sa continuité, et son profil doucement incliné du pied des montagnes de l'arrière-pays vers les falaises en sont les critères les plus remarquables; nous les jugeons d'ailleurs nécessaires pour l'utilisation de ce terme en Géographie générale, afin de distinguer nettement une rasa d'un simple replat plus ou moins isolé aux abords des falaises. Cette forme est amorcée seulement dans notre champ d'étude, mais nous y insisterons. Il y a à cela plusieurs raisons :

— pour être d'extension réduite, la rasa n'en est pas moins l'unité morphologique la plus remarquable; sa position au pied des reliefs avançant jusqu'aux abords du littoral pose le problème majeur de la genèse et de l'évolution de la côte;

— par ailleurs, les investigations faites ces dernières années dans cette région (1) permettent de reprendre la discussion ancienne qui s'était ouverte à ce sujet, avec des arguments nouveaux et des méthodes nouvelles;

— enfin, les paysages de l'arrière-pays entre côte et sierras ont moins d'extension, car les reliefs résiduels s'avancent assez près du domaine littoral. Leur examen n'a en outre rien apporté de vraiment original si ce n'est à propos de leur disposition générale.

Nous commençons cependant par présenter l'arrière-pays afin de définir les principaux compartiments qui servent de « toile de fond » à la rasa, et dans lesquels elle s'inscrit. Malgré la prédominance de formes d'érosion, quelques traits structuraux méritent aussi mention; ils sont intéressants en eux-mêmes, et parfois sensibles jusque sur la côte. Enfin, quoique peu varié, le littoral actuel demande à être considéré; aux falaises s'opposent les secteurs d'accumulation, cantonnés cette fois uniquement ou presque dans les rias.

A. — SIERRAS ET PLATEAUX

Dans le domaine cantabrique, comme pour l'arrière-pays des rias de Ortigueira et de Barquero, mais bien davantage encore ici, le paysage n'est que serres ou lanières profondément creusées par les cours d'eau. Cela n'empêche pas les altitudes de 400 m ou plus d'arriver à proximité des rivages et de former un front puissant lacéré par les eaux courantes. Notre première

(1) V. les publications de F. Hernandez Pacheco et I. Asensio Amor (212), (215), (216), (217) et (218). Egalement H. Nonn (351) et I. Asensio Amor et H. Nonn (17) et (18), L. Grisez (185) ; N. Llopis Llado (280).

tâche est de démêler, dans cet écheveau d'interfluves longs mais étroits, les traits acquis au cours de l'histoire morphologique.

Car il suffit d'une simple confrontation de la carte morphologique hors-texte n° 7 et de la carte géologique correspondante (fig. 68) pour admettre que la lithologie n'explique pas souvent la localisation ou les contours de tel ou tel relief. Il serait fastidieux de procéder à l'énumération de tous les cas où une telle coïncidence fait défaut. On peut se contenter de quelques exemples. La Sierra de Gistral, la plus massive et la plus élevée de toutes dans ce secteur, s'étend en partie sur des gréso-schistes quartzitiques et des granites à deux micas. La Sierra del Buyo, qui prend le relais de la précédente vers le NE s'étire pour partie dans ces mêmes granites, et pour partie dans des schistes gréseux. Les gros « stocks » de granite post-tectonique de Vivero ou du Valle de Oro, localisent aussi bien des dépressions très ouvertes que des reliefs de 500 m, voire de 900 m (Sierra Togiza).

Dans le détail même, il arrive bien que l'orientation des diaclases majeures ou des bancs donne des micro-reliefs de type « monoclinal » ou « *galiñeiro* » ; mais cela n'influe pas le plus souvent dans la position générale des unités morphologiques.

Pour schématiser, on pourrait dire que, répondant à un tracé de côte NW-SE puis W-E, s'étend à 15-20 km à l'intérieur des terres une ligne de faîte avoisinant ou dépassant presque partout 800 m. Entre les deux, des lanières, plus ou moins nettes, parfois étagées, représentent ce qui subsiste de plateaux d'érosion après entaille par les rios issus de cette considérable dénivellation. Une telle présentation reste cependant assez loin de la réalité. D'abord les « serres » ne sont pas toutes allongées en direction de la mer cantabrique; et leurs altitudes amènent à envisager des différences dans la façon dont la tectonique les a surélevées. De plus, les sommets les plus hauts dominent toujours nettement les interfluves ainsi laniérés, ce qui nous fait retrouver la distinction entre sierras et plateaux, ou si l'on préfère, entre reliefs résiduels et surfaces d'érosion. Enfin, la variété et la complexité des secteurs proches des côtes tend à désolidariser le tracé du littoral du dispositif qu'ont acquis les éléments majeurs de l'arrière-pays.

Il importe donc de procéder à un examen plus attentif des faits pour voir plus clair dans le dédale des formes ainsi imbriquées. La difficulté est grande toutefois, car ici les routes sont insuffisantes ou ravinées, et de ce fait assez peu praticables; surtout, les vues d'ensemble sont rares dans ce pays coupé; l'analyse paraît devoir justifier une présentation en trois secteurs.

1) De la Sierra de Faladora et du Monte Caxado à la Sierra de Gistral

L'on se souvient qu'au N du bassin de Puentes, la surface fondamentale formant une échine vers 600 m inclinée vers le N jusqu'aux altitudes de 500 m (Sierra de Coriscada) prenait naissance au pied de reliefs résiduels. Ceux-ci, comme le Caxado, dépassaient de peu 700 m. Rappelons aussi que l'aplanissement principal se trouvait flanqué fréquemment d'épaulements situés à 80-120 m en contrebas.

Cette ordonnance à l'Ouest de l'axe du rio Sor se retrouve dans les interfluves séparant ce rio du système du rio Landro (tributaire de la ria de Vivero). Les chicots sont égrenés du Caxado à l'Outeiro Grande (792 m) selon un alignement NW-SE; leurs profils côniques surbaissés expliquent qu'ils se dégagent souvent assez mal dans le paysage. Leurs pentes, de l'ordre de 8 à 12°, conduisent à des niveaux qui se poursuivent sur plusieurs kilomètres en direction du NNW. Les altitudes auxquelles ils débutent sont également de 600 m et l'inclinaison vers la mer cantabrique les abaisse jusque vers 500 m.

Sierras et plateaux laniérés s'inscrivent dans des schistes ou phyllades siluriens très redressés et assez homogènes de faciès. Le pendage subvertical ou plongeant fortement vers l'Ouest suffit à lui seul à prouver que la topographie dérive d'un aplanissement sur lequel les sommets

dominants ne doivent rien à la lithologie. La médiocrité de ceux-ci s'explique par l'exiguité du seuil séparant le versant cantabrique du bassin de l'Eume (moins de 1 km parfois). « Inselberge » de position, les reliefs résiduels ne pouvaient dans ces conditions qu'être morcelés et divisés. Les schistes, dans le détail, donnent comme dans la Sierra de Faladora quelques « galiñeiros » ou corniches. Quelques beaux exemples peuvent être observés au SW et à l'W d'Orol, dans le Mte Couteiro. Mais ce ne sont que des « micro-formes » révélées le plus souvent par les ravinements qui griffent les flancs des serres.

La seconde originalité de ce secteur par rapport aux pays situés à l'W du rio Sor paraît découler de la tectonique. L'inclinaison générale vers le N n'est pas aussi régulière et semble s'accentuer en une flexure séparant deux paliers. L'axe de celle-ci se situerait approximativement vers les têtes de sources du rio de Bravos et vers Orol. Surtout quelques fractures, qui ont guidé les rios, donnent par leur intermédiaire la direction des reliefs. Les unes, les plus nombreuses, s'orientent au NE avec un écart angulaire de 10 à 20° par rapport aux affleurements. Telles celles qui guident le rio Grandal ou le rio de Bravos. D'autres doivent être plus méridiennes (rio de Xantas supérieur). Il en est enfin qui introduisent des coupures presque orthogonales aux premières (N 60°), comme celle qui guide le rio San Pantaleon.

Nous noterons enfin que les épaulements qui flanquent habituellement la surface principale ne peuvent se développer vers la racine de celle-ci tant l'hydrographie est dense et les versants accusés. Les dénivellations ont fréquemment 150 à 300 m de valeur relative et les pentes de 15 à 30° au moins ne sont pas rares. Les seuls exemples nets du niveau inférieur se rencontrent plus au Nord, autour des Mtes Carranco entre Sor et A° de Porto-Cabanas, et plus en avant dans le Llano de Tenon (Sud du rio de Riobarba), comme on l'a indiqué plus haut, p. 386. Aux abords du Grandal, un autre témoin se développe au pied du Mte Couteiro, vers Lamas. (*Cf. fig. 78*).

2) Entre le rio Grandal et le Valle de Oro

Désormais apparaissent plusieurs modifications. La plus apparente se marque d'abord dans les altitudes. On observe, en ce qui concerne les sierras, un relèvement de leurs cotes sommitales en même temps que leur largeur s'amplifie. De l'Outeiro Grande (792 m) en allant vers l'Est, on rencontre le lourd Mte Peñote (871 m) et la masse étalée du Mte Carba (850 m) plongeant doucement vers le SE, au S de l'Eume; au Nord de ce fleuve, ce sont les Mtes Curruxeiro et Guriscada (886 et 927 m). Des cols assez amples, tous vers 720 m, les relient au plus puissant des reliefs résiduels du secteur : la *Sierra de Gistral*. Là les altitudes restent à 1 000 m environ sur 4 km, avant que les cotes ne retombent, au-delà vers l'Est, à 800 m dans le Coto de Valdeinfiernas et la Sierra Togiza.

La Sierra de Gistral représente donc un faîte, ce que souligne aussi son extension vers le NNE, sur 13 km. Ce lourd relief comporte une surface culminante qui s'étend sur 7 km du SW au NE vers 1 000 m et semble gauchie vers le SE. En 3 km, les altitudes passent de 1 000 à 900 m et le niveau retrouve alors sa netteté, formant un plateau vers 860-800 m au-dessus de la région de Villalba. Le rebord tourné au NW est plus brutal; en 2 km de distance horizontale, on passe de la surface des sommets à des cotes de 720 m environ. A partir de là, s'étend une série d'interfluves subhorizontaux, larges de 1 à 2 km; ceux du Sud se raccordent aux niveaux de cols entre Gistral et Guriscada, entre Gistral, Carba et Peñas Mouras près des sources de l'Eume. Ceux de la partie médiane sont séparés d'une longue échine entre les rios Landro et de la Gestosa qui dut en être le prolongement, avant le défoncement par ces rios (1). La terminaison septentrionale de la Sierra de Gistral, abaissée à 937 m, est elle aussi frangée de paliers à 680 m sur son pourtour, plus courts du côté occidental qu'en direction du Valle de Oro.

(1) Aujourd'hui encaissés de 300 à 350 m dans ce niveau.

Ainsi, la Sierra de Gistral donne l'impression d'un ancien bloc basculé, incliné à la fois vers le SE et plus relevé au SW qu'au NE, rongé par la surface éogène. Le secteur culminant, plus déformé, représente peut-être un témoin d'aplanissement pré-tertiaire (son gauchissement serait la preuve de son ancienneté). La surface éogène, à l'E du rio Grandal, a accompagné la Sierra de Gistral dans le relèvement plus accusé de ce secteur; on peut estimer à près de 100 m la différence d'ampleur de sa surrection (700 m au lieu de 600 plus à l'Ouest). Une confirmation en est fournie par la présence de quelques éléments du palier inférieur, retrouvé ici également à plus haute altitude (500 m devant l'échine de Vilacha, et au Mte de los Morros au S du rio Balsadas).

Tout concourt donc à faire de la vallée du rio Grandal le lieu d'une cassure majeure post-oligocène ou ayant rejoué au cours du Tertiaire. On observera sa continuité sur 8 km, auxquels il convient d'ajouter le tronçon rectiligne sur 2 km, du rio de la Gestosa dans son prolongement méridional. Après une interruption, on retrouverait cet accident au S de Muras, séparant la Peña da Cruz du Mte Peñote. On notera aussi son parallélisme avec la ligne de faîte de la Sierra de Gistral.

On peut se demander si les éléments aplanis à 720 m-680 m sont les homologues des niveaux développés autour des bassins de Lugo et de Roupar vers 560-600 m seulement. Cette question amène corrélativement à s'interroger sur le cours aberrant de l'Eume. En réponse au premier problème, nous pensons que les aplanissements existant de part et d'autre du faîte des Sierras sont bien les mêmes. Nous avons vu comment on passe insensiblement de la bordure occidentale du bassin de Lugo à la surface fondamentale de la Galice de l'Ouest par le couloir de Guittiriz, par l'encadrement des bassins de Roupar et de Puentes; la filiation est assurée de façon assez nette. De même on vient de voir comment s'expliquait la différence d'altitude entre le niveau de la Faladora et celui des cols autour de la Sierra de Gistral où s'inscrit précisément l'Eume. Pour simplifier, nous dirons que la surface fondamentale a accompagné les reliefs résiduels à l'W et sur le versant océanique, lors des mouvements de gauchissement du socle. Par contre, le rebord N du bassin de Lugo représente un abrupt de faille majeur, WNW-ESE, long de 20 km du Peñote au Monseiban et à la Sierra de Neda. Son commandement (300 m en moyenne) crée un front massif et régulier qui limite l'aire de drainage du rio Miño. Un tel talus semble résulter du rejeu, au cours du Tertiaire, d'un accident qui avait dû limiter l'extension de la surface oligocène. Nous comprenons alors mieux pourquoi l'Eume, qui contourne la Sierra de Gistral par le Sud, ne gagne pas le bassin de Lugo pourtant tout proche (1). Le fleuve, installé sur l'aplanissement oligocène dans le secteur des cols, fut sans doute sollicité par une pente vers l'Ouest que les déformations ultérieures ont oblitérée, obligeant l'Eume à s'enfoncer par antécédence. A ce moment-là, la faille N du bassin de Lugo a dû rejouer, empêchant un détournement du fleuve. Enfin le plongement de la surface vers le versant cantabrique ne dut intervenir qu'après que l'Eume se fût déjà fortement encaissé (Miocène ?).

Un autre trait, paradoxal, mérite discussion. Comment se fait-il que le compartiment de plateaux entre le rio Grandal et la Sierra de Gistral, qui est plus relevé que son voisin occidental, ne s'avance pas aussi loin que lui en direction de la côte ? Une zone assez largement déprimée s'étend du rio Balsadas à la ria de Vivero (16 km²). Or la lithologie ne peut être considérée comme responsable, car elle s'ouvre dans le même granite que celui qui en forme les reliefs encadrants (granite post-tectonique). Ceux-ci culminent à 500 m ou davantage et présentent des conditions d'érosion sur lesquelles nous reviendrons au § B. L'explication est encore d'ordre tectonique assurément. Un talus NW-SE, de 300 m de hauteur relative, ferme au NE cet alvéole. Son tracé est rectiligne, de Javariz à Penoucos, sur 5,5 km. Le fait qu'il dérive d'une faille ne fait pas de doute. Nous en avons trouvé la preuve dans la présence d'une brèche de quartz très épaisse qui jalonne l'accident en plusieurs endroits (2). (Sa direction N 340 gr correspond exactement à celle du talus). Un tel accident n'est d'ailleurs pas unique si l'on en juge par le tracé

(1) Le seuil actuel se réduit à un interfluve large de 700 m à 1 km seulement et coté 711 m.

(2) Ainsi derrière l'école de San Pedro de Vivero, où l'on peut la suivre sur plus de 100 m. De même, près du pont de San Martino, elle peut être observée dans le front d'une ancienne carrière. En outre, entre Lamaceo et Valcarria, la roche en place est fortement kaolinisée et l'argile résultante y est exploitée.

dirigé de l'hydrographie plus en amont; des tronçons rectilignes sur plusieurs kilomètres, une direction identique en sont les indices (1). Mais il me semble pas que des dénivellations en aient résulté, à la différence de l'accident de Javariz-Penoucos. Le bassin, selon nous, se serait ouvert non en « graben », mais à partir d'une vallée de fracture, et se serait élargi là où elle est recoupée par la faille du rio Grandal utilisée ensuite par un tronçon du Landro (peut-être aussi par une autre cassure qui signalerait le rio de Valcarria).

Le prolongement de la Sierra de Gistral à l'E de cette dépression redonne par contre une vigueur accrue aux éléments de plateaux, ainsi qu'on l'attendait. La *Sierra del Buyo* se présente, quoique déviée vers le NE, comme la continuation de la Sierra de Gistral. Toutefois, alors que cette dernière se terminait par des altitudes de 900 m, la masse culminante n'est plus ici qu'à 722 m (Pan da Vella). Dans son ensemble, la Sierra del Buyo est un relief usé, un peu valonné, où se sont développées des tourbières (2). Il n'est guère possible de dire si son échine majeure — où se reconnaît indubitablement une surface d'érosion — est ce qui reste d'un aplanissement pré-tertiaire ou un fragment de niveau oligocène. En nous fondant uniquement sur l'examen des formes emboîtées, nous sommes enclin à adopter ce dernier point de vue — sans certitude cependant —.

Le relief de Pan da Vella serait dans cette optique un élément résiduel, dominant un plateau étendu en éventail du NW au NE. Celui-ci paraît avoir été basculé vers le N avant d'être découpé en lanières par l'hydrographie. Vers le NW et le N, il n'en subsiste plus que des buttes isolées, alignées jusqu'à Vivero en arrière de la faille de Javariz-Penoucos, ou entre les rios Cobo et Junco. Le contexte granitique n'a pas dû être favorable à la conservation d'échines continues. Dans les schistes gréseux qui flanquent le granite à l'Est, on suit par contre très aisément sur 5 km un niveau régulier incliné de 2,4 % en moyenne jusqu'au Llano de Xoiso (de 630-600 m à 500 m). La partie terminale de la ligne de crête, plus proche du niveau de base, se résoud en croupes arrondies, dont la dernière arrive à 2 km de la côte au-dessus de Burela *(v. fig. 78)*.

De même qu'une faille NW-SE limite vers Vivero l'extension de ce qui reste des plateaux, de même un accident important est responsable du rebord SW-NE qui suit le Valle de Moucide. Là encore, nous en avons la certitude, ayant trouvé la fracture inscrite dans les roches sous forme d'une mylonite puissante accompagnée d'une brèche de friction à bords nets, orientée N 35-40 gr (photo 61/3/3, planche XXV). Un plissement de celles-ci en est résulté (3). Du côté de la vallée du Junco, où les dénivellations sont aussi nettes et de 250-300 m de valeur relative, nous n'avons pas la certitude d'un accident parallèle. Nous n'avons pu qu'observer la coïncidence du talus avec un contact lithologique (passage des schistes gréseux-quartzitiques aux granites à deux micas). Il est douteux que le granite ait si peu de résistance à côté des roches d'El Buyo, et que l'érosion différentielle soit seule responsable de l'abrupt.

Enfin, la lithologie ne peut être invoquée pour justifier la profonde coupure W-E qui limite au Sud la Sierra del Buyo; nous ne pouvons que soupçonner encore, sans preuve, une autre cassure. La Sierra del Buyo apparaît donc essentiellement comme un horst couronné par une surface éo-oligocène avançant vers le littoral cantabrique à la faveur de la tectonique tandis qu'à cause d'elle, dans l'arrière-pays de Vivero s'est ouvert un alvéole qui a laissé les niveaux tertiaires un instant en retrait.

(1) Cf. le Landro en amont de Puente da Torre et le tributaire qu'il reçoit à Vilabuin; cf. aussi le rio de Besteburiz, et peut-être l'A° de Rainos, affluent du Loureiro.

(2) Nous en avons sondé deux, et J. Menendez Amor et F. Florschutz ont procédé à l'analyse pollinique de l'une d'elles; nous ferons état des résultats obtenus p. 486.

(3) Elle se situe sur le flanc de la Costa Vella, entre ce sommet et le kilomètre 3,5 de la route Ferreira-Burela; la brèche de friction est subverticale, plongeant à 60° vers l'WNW.

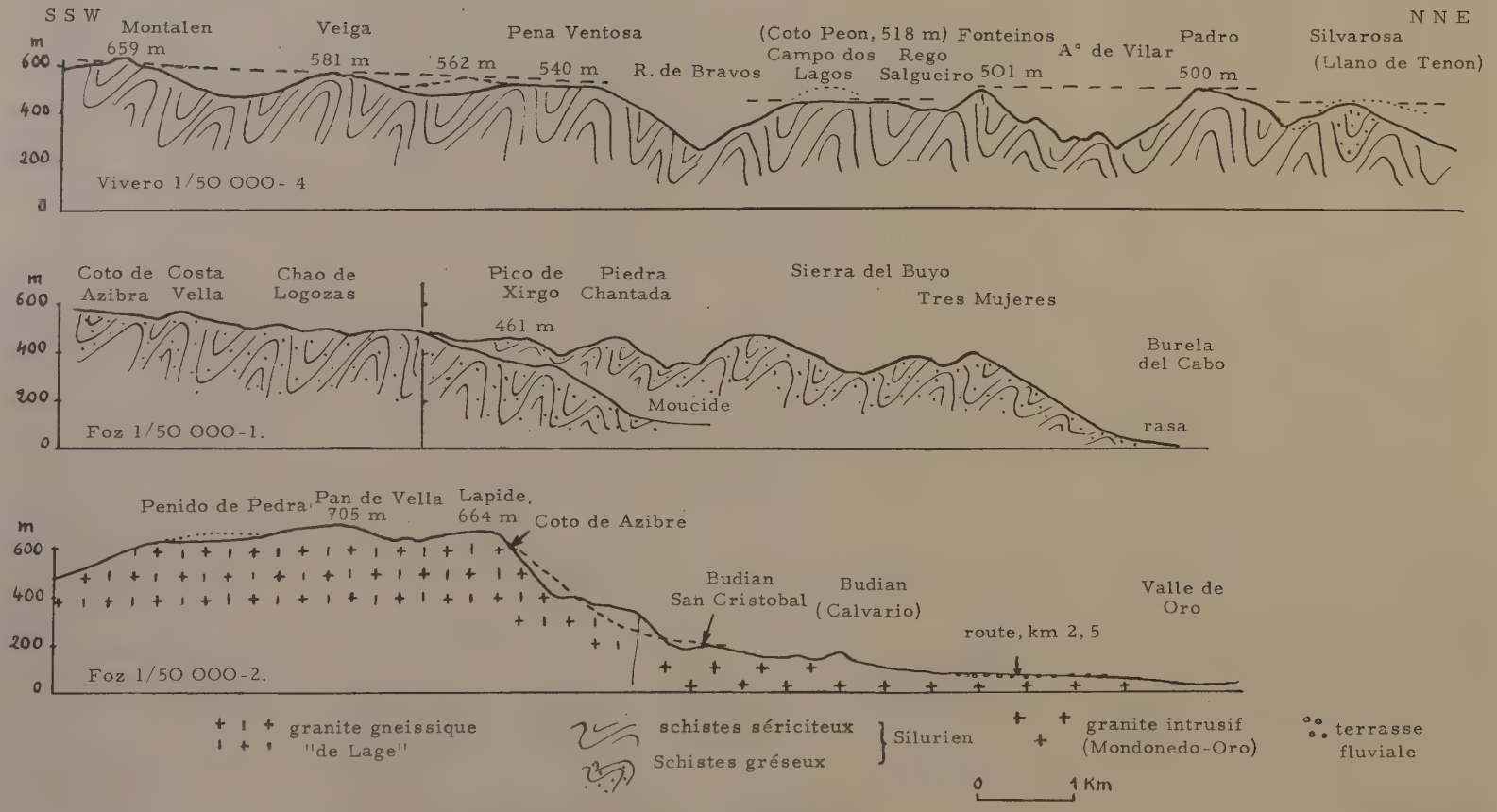

S S W
Montalen
659 m
Veiga
581 m
562 m
Pena Ventosa
540 m
R. de Bravos
(Coto Peon, 518 m)
Campo dos Lagos
Rego Salgueiro
Fonteinos
501 m
A° de Vilar
Padro
500 m
Silvarosa
(Llano de Tenon)
N N E
m
600
400
200
0
Vivero 1/50 000- 4
Coto de Azibra
Costa Vella
Chao de Logozas
Pico de Xirgo
461 m
Piedra Chantada
Sierra del Buyo
Tres Mujeres
Burela del Cabo
Moucide
rasa
Foz 1/50 000-1.
Penido de Pedra
Pan de Vella
705 m
Lapide.
664 m
Coto de Azibre
Budian San Cristobal
Budian (Calvario)
Valle de Oro
route, km 2, 5
Foz 1/50 000-2.
granite gneissique "de Lage"
schistes sériciteux
Schistes gréseux
Silurien
granite intrusif (Mondonedo-Oro)
terrasse fluviale
0
1 Km

Fig. 78

3) L'encadrement des « Valles » de Oro et de Lorenzana

Passé le faîte de la Sierra de Gistral, nous retrouvons un domaine de sierras rétrécies, fragmentées et moins élevées. Il y a plusieurs causes à cela. Une certaine diversité lithologique se manifeste, au moins entre le Pico Cuadramon et la Sierra de Neda. En outre, le développement d'alvéoles étendus et très bas dans l'avant-pays en a favorisé le démantèlement par l'érosion régressive venue du domaine cantabrique.

Ainsi, à l'Est de la Sierra, on ne rencontre d'abord que des éléments résiduels surbaissés, et sans continuité avec elle. En effet, les Montes de Gistral s'interrompent sur une ligne SW-NE formant un talus de 100 m environ de commandement. Sans doute existe-t-il une relation directe entre la position de cet abrupt et un contact entre les roches quartzitiques de la Sierra et des schistes métamorphiques qui leur font suite à l'Est; mais nous ne sommes pas certain que la lithologie soit la cause unique du talus. Les schistes métamorphiques ont par ailleurs localisé les cours de deux rios se dirigeant vers l'E, et qui restent grossièrement parallèles entre eux sur 7 km à 800-900 m de distance seulement. Aussi l'affouillement est-il sensible. Ce n'est que dans les granites intrusifs de Oro au N de ces vallées, ou dans les granites de deux micas non orientés au Sud, que l'on retrouve des bosses résiduelles. Celles-ci ne forment que des saillies modestes (775-840 m), irrégulières, sur un socle de plateaux assez étendus où nous pensons reconnaître le niveau supérieur éogène. Comme il se maintient entre 720 et 670 m de part et d'autre du rio Fraga ou sur le flanc occidental du rio de Labrada — soit aux mêmes altitudes qu'à l'W de la Sierra de Gistral — on peut rattacher ce secteur à la zone de faîte précédente.

Pourtant, il devient vite apparent que le tréfonds a subi une fracturation importante vers le méridien de Mondoñedo. Dans tout ce secteur, ce ne sont que rivières à tracé en baïonnette ou rectiligne. Et les reliefs comme les tronçons principaux des rios se disposent soit WSW-ENE, soit SSW-NNE : ainsi la Sierra Togiza entre les rios Fraga et Tronceda, l'Alto de la Lagoa entre ce dernier et le rio de Cesuras, ou plus au Sud, la Sierra de Neda et ses prolongements ou annexes, compartimentés par les rios Carballo y Abrea, Batan, Baus... En même temps, l'avant-pays présente plusieurs alvéoles d'allure et de taille différentes, certes, mais de toute évidence en relations avec la multiplicité des cassures : Valle de Oro, alvéole de Mondoñedo, bassin de Lorenzana. Il en résulte que les échines n'offrent plus de continuité, et les niveaux suivis jusque là sont bien oblitérés. Du Nord vers le Sud, on voit se succéder cinq ensembles morphologiques :

a) ***Entre le domaine côtier et le valle de Oro,*** s'alignent des blocs parallèles à l'avancée de la Sierra del Buyo et comme elle en liaison avec des cassures du socle. Les Mtes de las Barreiras s'inscrivent entre la vallée de Moucide (dont on a déjà signalé le lien avec une faille) et celle de l'Oro inférieur. Le rebord oriental, quoique sinueux dans le détail, est le résultat d'une fracture, attestée par une profonde kaolinisation *in situ* au long de la vallée — une entreprise de Burela y a ouvert trois excavations à mi-versant — (1). Las Barreiras ont un profil assez régulier entre 310 et 280 m, devancé vers la côte par deux éperons longs de 1,5 km restant constamment à 230-210 m. Un second bloc s'allonge entre l'Oro et le rio Centiño, et à nouveau la limite orientale se calque sur une fracture ancienne qui dut rejouer (2). Cette fois les sommets en deux buttes oblongues atteignent 350 m. Un dernier compartiment, plus trapu, a été porté à 480 m (Alto de Virin) entre les rios Centiño et Masma inférieur. Tous ces reliefs s'arrêtent sur une même ligne droite de Budian à Oiran, du NW au SE; ce n'est sans doute pas une pure coïncidence, pas plus qu'un contact lithologique puisque le talus est réalisé aussi bien dans des gréso-schistes que des granites post-tectoniques. (V. fig. 78).

(1) Nous avons pu visiter une de ces mines; l'exploitation comprend aussi des galeries dans la montagne. L'entreprise dirigée par une firme allemande est une des plus importantes de Galice; le kaolin est destiné à l'exportation par le port de Burela.

(2) Cf. carte d'I. Parga-Pondal (**383**). Une coupe étudiée au kilomètre 9 de la route Ferreira Foz permet de voir une kaolinisation importante, observée sur plus de 6 m de hauteur. Un rapport avec la fracture est probable.

b) A partir de cet accident, s'ouvre le ***Valle de Oro*** ou ***« Tierra llana » de Ferreira*** (1). Sur 25 km², s'étend une plaine au milieu des montagnes, surprenante justement par le contraste des paysages. Les rios qui convergent dans ce bassin, torrentiels tant qu'ils dévalent les reliefs encadrants, deviennent tranquilles au milieu des terrasses qui forment l'essentiel du fond de la dépression. Les montagnes tombent de tous côtés brusquement : au NE, on l'a vu, par un abrupt de 150-300 m; au NW, par le versant raide du Pan de Vella (705 m); au SW, par le rebord de la Sierra de Gistral dont la dénivellation est de l'ordre de 400 m. La limite Sud, tout aussi imposante, attire l'attention par son tracé rectiligne, quoique échancré par les rivières qui gagnent le Valle. Sur 8 km, de l'WNW à l'ESE, de Ricare à Adelan, il présente un front assez continu que ni la lithologie ni l'hydrographie n'ont pu créer. Aussi est-il hors de doute que le bassin de Ferreira soit une zone d'effondrement relatif enchâssée dans un système de blocs soulevés (2).

c) ***L'alvéole de Mondoñedo*** est loin d'être aussi étendu et aussi net. Il s'agit bien plutôt d'une zone évidée à la faveur de la convergence de fractures. La disposition de celles-ci est en effet fort remarquable. La partie méridionale du massif granitique de Oro se trouve coupée de cassures qui, de WNW-ESE, passent à WSW-ENE (rio Tronceda). Dans les phyllades cambriennes et siluriennes qui lui succèdent, on voit prédominer une série d'accidents SW-NE passant à SSW-NNE aux environs mêmes de Mondoñedo. Là convergent les rios Cesuras et Valinodares, ainsi guidés par la tectonique. Il faut ajouter un contact lithologique dans l'explication de l'alvéole : le passage des granites aux schistes se place dans le talus occidental du bassin de Mondoñedo sur le bord de l'Alto de Lagoa. L'érosion avait donc un certain nombre de lignes de faiblesse qui lui ont permis de tronçonner les reliefs pourtant encore élevés (éléments de plateaux dérivant d'aplanissement à 660-720 m) et d'abaisser les altitudes dans les environs de Mondoñedo jusqu'à 100-120 m.

d) Au-delà de la coupure majeure qui a été évasée par le rio Valinodares, le paysage subit une modification sensible. Non que les cassures soient absentes. On perçoit au contraire la continuation du changement de leur orientation : elles deviennent ici presque méridiennes. Toutefois elles sont plus courtes, et ont laissé subsister davantage de continuité dans les profils montagneux. Il est en outre évident qu'elles représentent le prolongement des accidents qui limitent à l'E le Bassin de Lugo, et engendrent les Sierras de Panda (833 m), de Meira (893 m) et de Pousadoiro (666 m). La première de celles-ci, hérissée de crêtes quartzitiques, a un sommet si nettement plane que l'on serait assez enclin à y voir un horst de la surface fondamentale. Celle-ci pourtant s'étend à son pied, après un talus de 16-18°; mais peut-être est-ce un abrupt de faille. Crêtes de quartz et de quartzites dérivées de filons s'observent encore dans la Sierra de Pousadoiro, que nous rapportons avec plus d'assurance à l'aplanissement éogène ayant tronqué les schistes primaires inclinés à 60°. Les barres monoclinales de quartz, de quartzites ou de schistes compacts multiplient les formes de détail dépendant de la structure.

Dans les échines qui s'avancent vers Lorenzana et Ribadeo, les éléments plans ne font pas défaut, mais c'en est fini des similitudes d'altitude. A l'W du rio Baus, ils se tiennent vers 500 m. A l'E par contre, il en est vers 630 m et d'autres plus courts aux environs de 480 et 420 m. A l'E du Valle de Lorenzana et du système du rio Riotorto, les plus évidents apparaissent autour de 540-500 m vers le Sud (Rececende). Ils sont à des altitudes plus faibles, quoique variables, en direction du Nord; 310 m au N de la Sierra d'Orrea, 380-340 m vers Villamartin, 400-420 m au S du rio Lejoso, etc. Comme par ailleurs il y a toujours sur ces surfaces aplanies des reliefs résiduels peu accusés et aux pentes douces (12-14°), toute déduction issue du seul témoignage de la topographie est bien hasardeuse. Disons seulement que l'allure des profils d'interfluves suggère une inclinaison générale vers le N, accompagnée d'une réduction des chicots et d'un amenuisement des échines : la Sierra de Orrea offre un profil très caractéristique de ces aspects.

(1) De Teran (487), p. 60.

(2) Nous reviendrons sur l'originalité du modelé granitique de l'encadrement, comme sur la nature du remblaiement de terrasse de la dépression (p. 578 et seq.; p. 597 et seq.).

Dans une certaine mesure, les unités de relief offrent une relation avec les grands traits structuraux hercyniens, révélés par l'existence de couches de calcaire cambrien. Ainsi l'échine séparant les bassins de Mondoñedo et de Lorenzana coïncide avec un anticlinal dissymétrique, à couches verticales au long du rio Valinadares (1) et plus doucement inclinées au SE sur son flanc oriental. La « Vega de Lorenzana » (Ch. Barrois) se situe dans la boucle périclinale voisine (2). Aux pendages vers le SE du rebord occidental répondent les inclinaisons vers le SW que l'on peut observer vers Carballal-Loureiros du côté oriental (3). Mais le synclinal, qui s'ouvre largement vers le Sud, n'offre plus aucune coïncidence avec les éléments du relief. Une veine calcaire contourne par le N le Mte Carracedo (831 m), prouvant à l'évidence que *la disposition des sierras comme la présence de replats sont sans rapports, dans l'ensemble, avec la structure* (4).

e) ***Le bassin de Lorenzana*** semble bien plutôt une réédition partielle de celui de Mondoñedo : on note en effet là aussi une convergence de fractures obliques par rapport aux pendages (cf. cours des rios Baus et de Castelo). Les schistes ont peut-être facilité son élargissement, auquel a contribué le développement de glacis. Ceux-ci tronquent le substratum, y compris le calcaire; ils sont également perchés aujourd'hui d'une cinquantaine de mètres. La torrentialité exacerbée au cours du Quaternaire doit être tenue pour responsable de leur entaille; un cône de déjection retrouvé à l'extrême Sud du bassin vers Redondelo en porte témoignage (5). En sorte que pour nous, tectonique et érosion expliquent seules les formes de tout ce secteur à l'E de la Sierra de Gistral : bombement d'un faîte entre versant cantabrique et versant haut-miñote, fracturation facilitant la pénétration de l'érosion régressive comme l'ouverture de bassins. L'élaboration de la morphologie a dû couvrir la seconde moitié du Tertiaire et le Quaternaire dans sa totalité, sans qu'il soit possible ici de dégager les étapes de ce façonnement. Le domaine cantabrique y enregistre par l'orientation des cassures l'interférence des accidents responsables des bordures du bassin de Lugo.

Peut-être est-ce là une zone de transition plus importante que ne le laisse soupçonner la topographie. Car c'est sur le même méridien que se produit le changement de direction du littoral. Celui-ci s'est progressivement rapproché des Sierras dont il n'est plus distant que de 25 km à partir de la ria de Foz. D'autre part le bourrelet cantabrique, à partir d'une ligne Lorenzana-Meira, se relève à nouveau vers l'Est. Les 1 032 m du Mte Ouroso, les 1 200 m de la Sierra de Bobia, aux Asturies, ne sont qu'à 15 et 25 km de ce méridien. C'est déjà alors l'amorce du style cantabrico-asturien (6).

B. — QUELQUES ASPECTS STRUCTURAUX DE L'AVANT-PAYS

Dans notre présentation des diverses unités qui composent la trame du relief galicien nord-oriental, nous avons négligé de décrire le détail des formes et nous ne nous sommes guère appesanti sur les aspects de l'avant-pays qui ne se rattachent pas aux éléments de plateaux.

(1) Elles sont peut-être faillées, car le rio n'est pas exactement parallèle à l'alignement des affleurements. Cf. Ch. Barrois (**25**), p. 410-411.

(2) Cf. carte d'I. Parga (**383**).

(3) A Carballal, le pendage est de 20° environ au SW. Le calcaire a été affecté par les processus karstiques (grotte avec traces d'écoulement souterrain — marmites — et présence de stalactites).

(4) Cf. carte d'I. Parga (**383**).

(5) Le rio actuel s'y encaisse de plusieurs mètres.

(6) E. Hernandez-Pacheco (**204**) faisait déjà en 1912 de la Sierra de Néda « la montagne la plus occidentale de la région asturienne »; il plaçait la limite entre la région de León-Asturies et le domaine Galice-Douro sur une ligne Ria de Foz, Mondoñedo - Otero de Rey et l'E du bassin de Lugo (p. 23-24).

Pourtant, certains secteurs méritent quelque attention. Nous retiendrons plus particulièrement le domaine granitique qui s'étend de Vivero à Mondoñedo, et l'avant-pays situé entre les rias de Foz et de Ribadeo.

1) Les pays granitiques de Vivero et Valle de Oro

Une grande zone granitique sépare les affleurements des schistes sériciteux et gréseux indurés par les quartz et l'Ollo de Sapo et ceux des phyllades cambro-siluriennes; elle s'intercale entre les pays du rio Sor et ceux qui s'étendent à l'E du rio Masma. Pour Ch. Barrois sans doute, et pour L. V. de Sitter et W. Carlé plus nettement (1), il s'agit d'un même massif de granite « récent » (W. Carlé) attribué au Carbonifère terminal, voire quelque peu postérieur (de Sitter). Ces auteurs lui attribuent une superficie de près de 700 km². I. Parga en a fort justement rectifié les contours (2) et a introduit une subdivision nécessaire entre granite à biotite et granite de deux micas. Deux batholites de granite porphyroïde ou grossier s'étendent l'un au S de Vivero (110 km²) l'autre localisé autour de Valle de Oro (160 km²). Entre eux, et depuis la côte sur 25 km en direction du SW, affleure le granite de deux micas syntectonique en une bande de plus en plus étroite et irrégulière vers le Sud. C'est lui qui arrive au littoral entre l'Est de la ria de Vivero et le cap Burela, alors qu'à hauteur de la Sierra de Gistral il est étroitement imbriqué dans les gréso-schistes quartzitiques. Les paysages sont assez différents en accord avec cette répartition.

a) ***Dans le granite intrusif du Sud de Vivero,*** un vif contraste se marque entre le fond de la ria, évasé et prolongé vers l'intérieur par l'alvéole guidé comme on l'a vu par la fracture Javariz-Penoucos, et les reliefs environnants. Presque tous ceux-ci sont du type « *Penedo* » c'est-à-dire en forme de dômes à profil plus ou moins ruiniforme, ou de coupoles irrégulières. Tel du côté de l'Ouest le groupe de sommets du Penido Gordo (avoisinant ou dépassant 500 m entre des vallées dont le fond se situe vers 60-40 m seulement); tels le Praga Moural (257 m), le Castelo (411 m) au Sud. Davantage couverts par la végétation et de profil plus surbaissé malgré leur altitude élevée (plus de 500 m), les reliefs du NE de l'alvéole restent de la même famille : Penedo (549 m), Peñas Blancas, Pena de Lena (543 m).

Le Penido Gordo est le plus remarquable de ces reliefs granitiques. Il est constitué par le groupement de cinq dômes à pentes assez raides supérieures à 22° en moyenne, et d'allure chaotique, car d'énormes boules et blocs en ont dévalé les versants (3). Les parties les plus élevées sont entièrement dénudées. Au pied des dômes, par contre, l'arène abondante a permis le développement de la végétation (forêt de pins). Les parties basses, de toute évidence, correspondent à des zones particulièrement altérées. Une excavation a permis de voir en un endroit la roche pourrie sur 10 m de hauteur. Une boule y était dessinée, mais entièrement ameublie.

Il est certain, ne serait-ce que par la taille même des boules, ou par l'étendue des surfaces de versants dégagées, que l'*écartement des diaclases est un des éléments expliquant l'existence des dômes.* Les diaclases courbes font presque totalement défaut et la microfissuration des quartz ne cadre pas avec la vigueur des reliefs : sur trois échantillons étudiés, seuls les petits cristaux secondaires de quartz sont intacts; les grandes plages par contre sont entièrement fracturées (4). En outre, c'est un granite à biotite prédominante et à feldspaths séricitisés (5),

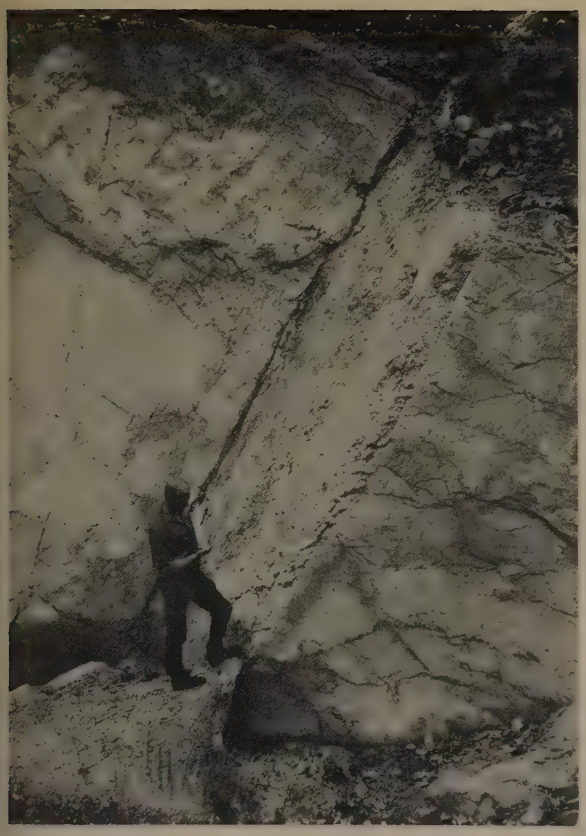
(1) Ch. Barrois (25), L. V. de Sitter (465), v. carte fig. 2, et W. Carlé (87), fig. 1.

(2) I. Parga Pondal (383). Toute l'avancée de la Sierra del Buyo est en effet hors des affleurements granitiques, par exemple.

(3) Au kilomètre 35 de la route Vivero-Lugo, nous avons mesuré l'une des plus grosses : 12-14 m de diamètre; beaucoup d'autres ont 3 à 4 m de plus grande dimension.

(4) Mesures effectuées par M. C. Guez, % de quartz $\beta = 100$ %; indice β rapport des longueurs de fissures du diamètre moyen des quartz) = 2,5 à 3,5; indice b (longueur des extrémités roulantes des quartz) = 9; 20; et 78.

(5) Telle est la présentation qu'en donne L. V. de Sitter (465).



Valle de Moucide.
Faille bordière du horst de la Sierra del Buyo.

Granite du Valle de Oro.
Surface de dôme entaillée de lapiès (Rinnenkarren) profonds de 0,50-0,70 m. Noter la saillie de filonnets d'aplite, obliques par rapport à la plus grande pente.

La « Rasa » cantabrique dans sa partie galicienne, vue ici à hauteur du kilomètre 407 de la route côtière (Le Ferrol-St-Sebastien).

qui devrait en conséquence être assez fragile. Dans la zone fracturée, aujourd'hui ouverte en alvéole, le broyage des quartz et des feldspaths a détruit la structure grossière, et considérablement accru l'altération comme la microporosité (1,50 %). On est également en droit de supposer que la tectonique a joué peut-être autant que l'écartement des diaclases dans la mise en valeur des dômes. Les dénivellations considérables du Penido Gordo par exemple ne paraissent guère se justifier par la seule érosion différentielle.

b) Comparons le maintenant au ***granite de deux micas*** qui l'environne sur deux côtés. Ce dernier ne s'individualise pas partout de la même manière. Vers l'E, l'imbrication est assez complexe, et l'on voit dans quelques coupes le granite porphyroïde traverser de bandes étroites le granite de deux micas. Dans les secteurs non pénétrés, celui-ci a normalement une texture grenue, et offre fréquemment une assez forte porosité (0,92-1,31). Comme d'une part les quartz y sont densément fracturés, et d'autre part les plagioclases y sont plus abondantes que les orthoclases (25 % contre 15 %), l'altération y fournit des débris fins. De ces différences résultent quelques nuances dans le paysage. Aux pentes assez fortes succèdent des profils plus doux; des ravins plus évasés remplacent les traits de scie irréguliers et chaotiques le long desquels les eaux de pluie dévalent les versants raides du Penido Gordo; le colluvionnement ne s'y observe pas seulement dans le bas de pente, mais il feutre de plus vastes étendues, quoique de façon légère dans l'ensemble. Point de différence sensible d'altitude pourtant à l'E de l'intrusion granitique de Vivero entre celle-ci et le granite de deux micas, malgré la richesse en quartz considérable de ce dernier (1). Lorsque la roche est dénudée, comme dans les multiples tors épars dans le paysage ou dans certaines arêtes des versants en forme de monoclinaux, une diaclasation en dalles inclinées au NW devient bien apparente (2).

L'avant-pays entre Vivero et Burela s'inscrit dans les mêmes granites à deux micas à grain fin. En l'absence d'indices sérieux nous ne tenterons pas de justifier pourquoi certains interfluves restent à 500 m et plus (Mtes Cabaleiro, Pedroso Novo, Redondo), ou vers 300 m (W et E du village de Corral Grande), alors que, au N d'une ligne NW-SE tirée de Jove à Villaestrofe, les reliefs restent inférieurs à 200 m (3). Le trait le plus marquant est dans la multiplicité des coupoles granitiques surbaissées, sortes de *tors* larges et peu dégagés; leurs pentes supérieures encore assez fortes (18-20°) tombent vite à 8-10°. Le substratum granitique y est débité en dalles mises en valeur par rapport à des bancs plus altérés. Les tors les plus apparents sont liés à des diaclases plus subverticales assez rapprochées (1 m). A leur pied, altération *in situ* et colluvionnement justifient conjointement le passage à des formes concaves : vallons évasés des rios Junco et Cobo, alvéoles de petites dimensions comme vers Lama - Rua (rio Junco supérieur), ou vers Moras - Lago aux abords de la mer. De même le carrefour de Jove forme un creux ceinturé de bosses où le granite est débité par des diaclases en blocs parallélépipédiques (4). Au total, on reste surpris de ces paysages au caractère usé, sénile, aussi près du niveau de base, quand on songe à l'impressionnante entaille que les rios ont réalisée dans l'arrière-pays.

c) ***Le granite du Valle de Oro.*** Avec l'intrusion du Valle de Oro, réapparaissent les dômes puissants; Custoya, Vigin (584 m), Pombeiro (662 m) sont des masses bien dégagées par rapport au fond du bassin au Sud. De même le Frouceiro (420 m) et le Foxo de Galgueira à l'E. Dans l'ensemble du Valdeinfiernas et de la Sierra de Togiza, les dénivellations sont moins considérables car elles ne valent que par rapport au creusement des vallons qui divergent de ce château d'eau au gré des fractures ou des diaclases. Dans les mieux dégagés des dômes, la dénudation et la raideur des parties supérieures de versants est de règle; en certains endroits nous avons mesuré

(1) Quartz = 48-53 % ; à l'analyse chimique, la silice représente 71 à 73,5 % des composants; Al_2O_3 = 14,35 à 14,85 % ; K_2O = 4,93, Na_2O = 3,25 à 3,30 %.

(2) Cf. au N de la vallée du rio de Ferreira supérieur, vers Rubas, Rozas.

(3) Signalons toutefois une brèche de faille à l'W de Plaza, sur cette ligne qui pourrait ainsi dériver d'une cassure.

(4) Dans ces bassins, les fonds restent également bosselés par des noyaux granitiques, séparés par des espaces plans sans dépôts, ou des interfluves très surbaissés assez proches des formes de glacis. Les diaclases se disposent N 30-40 gr et N 155 gr.

des pentes de plus de 45° près des sommets. On passe en suite à des chaos de boules irrégulières, à faces droites plutôt que sphériques, dérivées d'un système de diaclases rectilignes N 20-40° et N 350°. Comme celles-ci sont assez espacées (1,50 m en moyenne), les boules de météorisation sont de taille fort honnête. Le granite de Oro se prête aussi à l'élaboration de formes de détail assez belles. Des *marmites* ou cupules à fond plat sont souvent ébauchées, plus rarement creusées de 20-30 cm (elles sont alors occupées par une litière, de 4-8 cm d'épaisseur, en décomposition ou tapissées de mousses et de lichen). Il est probable que les acides organiques collaborent efficacement ici à l'attaque chimique de la roche soumise aux eaux de pluie. Plusieurs d'entre elles sont dotées d'une rigole servant d'exutoire. Sur les grandes dalles nues, où les diaclases sont absentes, de beaux *lapiés* sont dessinés; leur émoussé, leur discontinuité montrent bien qu'ils ne doivent rien à des traits structuraux *apparents*. Au contraire, il n'est pas rare que des filonnets d'aplite les recoupent en formant des saillies de plusieurs centimètres. Leur disposition est seulement conforme à la plus grande pente (cf. photo 61/2/8, planche XXV).

Il est donc nécessaire d'admettre qu'il s'agit d'une roche également sensible à la pénétration des eaux à l'échelle du cristal. La porosité initiale y est effectivement élevée, voisine de 1; dès que s'amorce le processus d'altération, elle atteint 1,3 à 1,5. Cela est en rapport avec une texture porphyroïde, dans laquelle les quartz se groupent en amas, et les microclines, très abondants, sont perthitiques. Ces deux types de cristaux sont plus ou moins craquelés. Les plagioclases, petits, sont très vite séricitisés, mais ils sont moins fréquents que les orthoclases. La résistance générale, comme l'aptitude aux dômes, dépend sans doute de la richesse en quartz et microcline, de la présence de muscovite à côté de la biotite, et de l'écartement des diaclases. L'ample Valle de Oro ne peut guère tout entier correspondre à ces modalités de l'érosion différentielle et cela renforce notre opinion, à savoir que la tectonique en a fixé l'étendue et les limites.

2) Les formes structurales entre les rias de Foz et de Ribadeo

A l'arrière plan de la rasa, les reliefs ne sont pas aussi réguliers que ne le laisserait supposer la disposition rectiligne de leur talus face à la mer. Quelques saillants isolés se signalent à l'attention par leur aspect de monoclinaux dominant une topographie doucement vallonnée qui se tient autour de 300-340 m. Ils sont d'autant plus intéressants qu'ils *révèlent une structure à peu près perpendiculaire* au talus interne de la rasa et à la côte.

Déjà Ch. Barrois, décrivant les coupes fournies par les falaises de ce secteur, avait souligné les modifications de pendage des schistes (et quartzites concordantes) (1). Une inclinaison des strates vers le SE prédomine de Foz à Reinante; celle-ci passe à S vers Los Castros et la Pta Corbera; au delà, le pendage se fait vers le NNW. Nous y reviendrons en étudiant les falaises. Notons seulement pour l'instant que cela traduit la terminaison d'un synclinal entre Reinante et la Pta Corbera. La cartographie des pendages de schistes par I. Parga (2) permet de suivre vers l'intérieur du pays le mouvement tournant révélé par les falaises; le plongement reste au SE au N de Cabarcos comme à l'W de la boucle synclinale du calcaire des environs de Lorenzana. Entre Lorenzana et le rio Eo, par contre, prédomine l'inclinaison vers l'W raccordée progressivement au pendage vers le Sud de Reinante. La structure d'ensemble est donc celle d'un synclinal d'axe SSW-NNE.

Les reliefs du Mte Mondigo (571 m) et de la Peña Longa (509 m) sont en accord avec ce dispositif, et traduisent l'influence de puissantes couches quartzitiques. Le profil du *Mondigo* est typique d'un monoclinal, engendré par une bande quartzitique épaisse de 15 à 30 m inclinée au SW. Un abrupt de près de 70 m forme corniche au-dessus d'une pente plus douce (7°) du

(1) Ch. Barrois (25), p. 412 à 420.
(2) I. Parga (383).

côté du NE, tandis que vers le SW, le versant est plus uniforme (12-15°). Ce même horizon quartzitique, s'abaissant au SSW, n'en oblige pas moins le rio Lejoso à scier une gorge à parois subverticales près du moulin de Puente Berreiras.

A l'Ouest du Mondigo, on observe assez aisément comment le pendage des schistes, devenus ardoisiers, se poursuit toujours vers le SW. Mais bientôt surgit le front de la Peña Longa, au pied duquel le rio Noceda est installé en position subséquente. La Peña Longa forme en effet un second monoclinal dont l'abrupt au NE résulte d'une induration des schistes sur une amygdale quartzeuse. Sur le flanc SW de la Peña Longa, se dessinent enfin de façon discontinue des micro-cuestas dans les schistes inclinés à 10 ou 20°.

Tous ces traits de relief, conformes à une structure concordante inclinée qui ne fut pas trop dérangée, se lisent en surcharge sur une topographie molle de collines et de cols situés vers 300 m d'altitude. L'adoucissement des pentes doit sans doute un peu aux processus périglaciaires (1). Mais il reste probable que deux phases d'érosion ont contribué à son élaboration; de la première il ne subsiste que les sommets terminés par les corniches, et de la seconde, un niveau plus général vers 300 m, que le système du rio Lejoso (obséquent) a défoncé puis ouvert amplement. L'essentiel du paysage devait être acquis à la fin du Tertiaire. Pour sa part, le talus qui domine la *rasa* en avant des monoclinaux tranche délibérément le dispositif structural et pose par là même le double problème de l'origine de la *rasa* et de son âge relatif.

C. — LA RASA ASTURIENNE DANS SON EXTENSION EN GALICE

La rasa cantabrique, essentiellement asturienne, intéresse aussi la Galice, et comme on l'a dit depuis longtemps (Ch. Barrois), s'y termine avec son altitude la plus faible aux environs du port de Burela (3-5 m). Nous ne prétendons pas, dans les développements qui vont suivre, envisager le problème que pose cette particularité géomorphologique dans tout son ensemble. Nous nous bornerons à présenter, et pour son extension occidentale seulement, les faits acquis lors des recherches anciennes et plus récentes; à discuter de cette question à l'aide des publications déjà parues pour la partie asturienne et de nos recherches propres en Galice et sur la rive orientale de la ria de Ribadeo (2).

Il nous paraît nécessaire de voir dans la « rasa » deux secteurs distincts. Le premier, oriental, comporte plusieurs niveaux que F. Hernandez-Pacheco a analysés et décrits dans une copieuse et riche mise au point (3) reprenant bien des observations d'auteurs plus anciens (4). Les « *rasas* » ou surfaces nivelées subhorizontales en paliers emboîtés s'y développent dans des roches assez variées et notamment dans des calcaires qui furent soumis à l'érosion karstique. Y ont été reconnus un niveau assez général vers 230-200 m (Llanos, Sierras Planas) entre la Franca et Nueva et vers Llanes - Puron. Plus bas existent un palier à 120-140 m (Pimianzo, Colombres terrain d'aviation de Llanes) et un autre vers 70-50 m (Pendueles, Brielna, Pindal, Poo). Un replat à 5 m existe plus localement semble-t-il (La Franca). Vers le cap de Peñas, les rasas se réduisent à l'arasement compris entre 120-130 m dominé par le niveau de 200-220 m

(1) Coulées de blocs comme sur les versants du rio Noceda ou aux environs de Cinge; là, d'énormes éboulis de quartz et de schistes associés reposent sur un dépôt de pente qu'ils écrasent : l'un des blocs mesure 190 m³ au moins ! — Ou bien encore, head comme au pied S du Mondigo.

(2) Quelques observations effectuées lors de nos voyages, ou en compagnie d'I. Asensio-Amor qui nous a fait l'amitié de nous montrer plusieurs coupes entre Castropol et Luarca, seront incorporées également à ce développement.

(3) F. Hernandez-Pecheco (**208**) abondante bibliographie.

(4) E. Hernandez-Pacheco : surtout (**205**), (**206**), ainsi que Cueto y Ruy-Diaz (**123**).

moins développé (1) et bientôt absent. Dès lors, vers l'Ouest, il n'y a plus qu'une seule rasa s'abaissant vers la Galice (2); c'est le second secteur. De 118 m au Cap Vidrias, l'altitude tombe à 100 m à El Pito, 90 m au Cap Vidio, 60 m à Luarca, 40 m à Navia, 20-25 m entre Tapia et Ribadeo, pour n'avoir plus que 5 m au cap Burela. L'étude de ce secteur est déjà bien avancée, avec les publications de F. Hernandez Pacheco et I. Asensio-Amor (216 à 218 *bis*) et le travail de M^lle^ L. Grisez (185), qui relaient l'étude faite il y a neuf ans par N. Llopis Llado (280).

De cette brève présentation, on retiendra les différences les plus évidentes; l'existence d'un niveau à 230-200 m et la conservation à des altitudes identiques de plusieurs paliers à l'E, l'arrivée au contraire des reliefs de 350, voire 600 m, aux abords mêmes de la rasa, et un abaissement général vers l'Ouest dans le secteur occidental.

Nous suggérons, à titre de simple hypothèse, un rapport entre cette subdivision (et cette différence de comportement) et la disposition des reliefs de l'arrière-pays. N. Llopis Llado a montré l'existence d'une tectonique de style germanique, de horsts et fossés parallèles à la côte, pour les Asturies orientales jusqu'au méridien de Grado; « au delà, il ne paraît plus exister de dislocation de ce style » dit-il en substance (3). Quant à nous, nous pensons pouvoir affirmer qu'à l'E du bombement du socle réalisé au tertiaire dans la sierra de Gistral, il y eut un secteur relativement déprimé alors, dont les altitudes se relèvent progressivement dans les Asturies occidentales; plus à l'intérieur des terres, ce gauchissement fait passer les reliefs de 700-800 m à l'E de Lugo à 2 000 m et plus dans la Peña Ubiña. Il y aurait ainsi apparemment dans l'arrière-pays de la rasa deux secteurs distincts : à l'E (asturien) un domaine où prédomine la tectonique cassante, et à l'W (asturo-galicien) un autre affecté de gauchissement à grand rayon de courbure. Est-ce par ailleurs un hasard si l'on retrouve un niveau vers 230 m tant que dure le style cassant et s'il disparaît ensuite ? N'a t-on pas rencontré un épaulement à cette altitude ou presque (300-250 m) au delà de la Sierra de Gistral dans la région de plateaux faillés des Mariñas et du pays de Cedeira ?

1) Description de la rasa en Galice et jusqu'à Luarca

Aux environs de Burela, si l'on vient de Galice occidentale, on voit d'abord une petite banquette en bord de mer, adossée à des bosses granitiques de faible ampleur (50 m). Ce début (ou fin) de rasa n'a que 100 à 200 m de large et 3-5 m d'altitude au-dessus du niveau marin; sa platitude surprend, eu égard sa nature granitique, sans dépôt aucun. Encore très étroite au pied de la Sierra del Buyo, elle a environ 400 m d'envergure sur la Pta Perdouro à l'E du port de Burela. A la Pta de Arca (kilomètre 416 ou 35 de la route du Ferrol) elle atteint 500-600 m; et 750 m à la Pta del Morago, vers Xuncos. Après une interruption entre Nois et Fazouro, en rapport avec l'avancée d'un éperon « montagneux » (210 m) et l'ouverture de la plage de Area Longa, la rasa reparaît avec une ampleur accrue : 1 km au S du rio Oro et près de Foz, de part et d'autre de la plage de Yas (v. photographie 62/7/3, planche XXV). Depuis Burela, le substratum était gréso-schisteux.

Nous noterons, pour ce premier secteur, l'orientation générale de la côte au NE, au pied de reliefs massifs nettement encadrés de failles orthogonales au littoral. La banquette d'érosion y est dominée par des pentes fortes : 17-20° vers le haut, 12° en moyenne. La rupture de pente se situe vers 40 m, et l'inclinaison de la rasa est alors de 2 à 3°. Tout se passe comme si l'on n'avait, sur le continent, que la terminaison amont d'une surface plus largement étendue en mer. Les cotes —40 m sont en effet à plus de 4 km des falaises et celles de —70 m entre 6 et 8 km de ces dernières. La pente sous-marine est donc voisine de 1°.

(1) F. Hernandez-Pacheco (208), p. 52 et 53.
(2) F. Hernandez-Pacheco et I. Asensio-Amor (215).
(3) N. Llopis Llado (278), p. 419, v. également (279).

A partir de Foz, vers l'E, le dispositif change d'orientation. Les reliefs limitrophes se terminent, malgré la structure apparente dans la Peña Longa et le Mondigo, sur une ligne W-E; la côte prend cette même direction à 2-2,5 km du talus interne. Celui-ci reste raide (16-18° dans la partie supérieure des pentes) et élevé (200 m au moins); le pied offre une déclivité adoucie en-dessous de 100 m d'altitude (4° en moyenne, entre 100 et 40 m). C'est vers 40 m que se marque le début de la rasa jusqu'à Debesa, et vers 60 m ensuite jusqu'à Ribadeo. De là aux falaises de Remior, Benquerencia, Reinante, Pineira, l'inclinaison n'est plus que de 1° environ (1,66 %); elle devient même inférieure vers Rinlo ou près de Ribadeo (1,1 %) (1). La rasa paraît se prolonger vers le large sur une distance peut-être plus réduite : l'isobathe de — 40 m n'est qu'à 1,500 - 2,500 km et celle de — 70 m à 3,500 km (2). Les profondeurs sous-marines restent parallèles au tracé des rivages.

A l'E de Ribadeo, d'autres modifications de détail apparaissent. Le talus interne se trouve reporté pour un temps à 2 km plus à l'intérieur des terres. L'altitude est en outre relevée et passe de 15-17 m à l'W de la ria, à 20 puis 30 m entre Arnao et Tapia. La limite intérieure de la rasa s'amorce vers 80 m, ce qui permet une largeur de plus de 4 km jusqu'aux falaises (3). Mais celles-ci atteignent désormais 40 m de hauteur à partir de Campos y Salave, alors que des fonds de —20 m ne sont qu'à 700 m ou 800 m du trait de côte (la pente moyenne serait alors de 7 à 8 % sur 60 m de dénivellation). Tout compte fait, l'*abaissement des altitudes moyennes de la rasa d'Est en Ouest s'accompagne d'un rapprochement du talus interne du littoral, et d'un ennoiement de plus en plus prononcé de l'extrémité « aval »* de cette banquette; cela explique pourquoi la hauteur des falaises diminue également dans le même sens.

Peut-être le plongement de la rasa vers l'Ouest n'est-il pas aussi progressif qu'on se plaît à le dire (4). Dans cette inclinaison d'ensemble se discernent des « à-coups » accompagnés de différences de largeur. On observera particulièrement la dissymétrie des rives W et E des rias importantes : celle de Navia, de Ribadeo et de Foz. Les reliefs occidentaux se présentent toujours plus continus et plus élevés; la rasa n'y a pas la même ampleur de chaque côté, ni la même altitude. Nous y reviendrons.

Enfin, un des traits les plus frappants de la topographie de détail de cette forme côtière est l'absence de dénivellations notables de quelque envergure. Aucun chicot résiduel sur cette surface. Les vallons nés au pied de l'abrupt ont des profils transversaux en berceaux, occupés par la prairie. Ils ne s'encaissent guère que dans leurs derniers kilomètres de cours, ou même débouchent sans enfoncement notable dans les plages assez ouvertes (playas de Sarello et de Penarronda aux Asturies, playas Caballas, Moledo, Valea en Galice). Les falaises révèlent pourtant un pendage notable des roches tronquées (15-20°) et l'intercalation concordante de bancs de diorites et de quartzites, comme à la Pta Corbeira décrite par Ch. Barrois (5), ou vers Remior (Galice). Des couloirs et des grottes sont ouverts par la mer, traduisant des nuances dans la résistance des terrains que l'on ne retrouve pas sur la rasa, même lorsqu'elle est uniquement rocheuse. Ces faits contrastent avec l'existence de profondes rias : les rentrants y dépassent 4 km pour celle de Navia, 10 km pour celle de Ribadeo, 4,2 km pour celle de Foz. Il y a une ria pour chaque rivière issue de l'intérieur du relief bordier.

Tels sont les faits : ampleur, perfection, régularité d'un aplanissement côtier perché contrastant avec un relief puissant, de structure perpendiculaire au littoral, alimentant des rios dotés d'estuaires ennoyés. Leur explication ne paraît pas simple et plusieurs hypothèses contradictoires tentent d'en rendre compte.

(1) La pente sous-marine est alors de 2° en moyenne, soit plus forte que sur le continent, à la différence du secteur précédent.

(2) En un seul endroit, au pied de la Peña Longa, la rasa se rétrécit et reprend une pente plus forte de 2,5°.

(3) A même distance du pied de l'abrupt, les différences d'altitude de trois secteurs apparaissent donc considérables : 7 m à 400 m de la rupture de pente à la Pta de Arca; 20 m à Reinante, 40 m au N de Obe, 70 m vers Tol.

(4) F. Hernandez-Pacheco et I. Asensio-Amor (212), p. 75.

(5) Ch. Barrois (25), p. 412 et fig. 1, pl. 18.

2) Les hypothèses concernant la genèse de la rasa

Les premières tentatives d'explication firent d'abord appel à *l'abrasion marine :* Ch. Barrois en 1882, puis P. Hernandez - Sempelayo en 1913, présentent l'action des vagues comme seule capable de réaliser cet aplanissement régulier (1). Les dépôts que la rasa supporte sont pour Ch. Barrois d'origine également marine, de même que pour P. Hernandez - Sempelayo. Pour tous deux, les périodes d'émersion furent celles du déblai des matériaux déposés par la mer. Il est en fait aisé de montrer qu'en réalité la plupart des débris gisant sur la rasa sont d'origine continentale, et les méthodes de J. Tricart et A. Cailleux, appliquées à ces sédiments par I. Asensio et nous-même, en apportent la démonstration (2). Cela ne signifie pas que l'aplanissement ne puisse résulter de l'abrasion par la mer. Aussi, plus récemment, retrouve-t-on cette explication dans les travaux de P. Birot et L. Solé (3), qui placés devant la contradiction de la perfection comme de la fraîcheur de la rasa et de l'ancienneté qu'il faudrait lui supposer pour une réalisation par les processus de pédimentation, reviennent à l'hypothèse de P. Hernandez-Sempelayo. C. A. Cotton estime pour sa part que la rasa cantabrique offrirait le meilleur exemple d'une surface d'abrasion réalisée en niveau marin stable, mais qu'il est douteux qu'une telle stabilité existe ici. Il pense alors qu'elle incorpore plusieurs changements de niveaux marins et se range aux arguments de P. Birot et L. Solé (4). A. Guilcher qui a étudié la rasa de la Franca dans les Asturies orientales et en a prouvé l'origine marine, se range aussi parmi les tenants de cette interprétation pour la région de Luarca. Il y a trouvé, à l'E du vallon de Villapedre, des galets qu'il considère comme marins (5). N. Llopis Llado suit cette opinion pour les mêmes raisons (6).

Mais on peut retourner l'argument utilisé plus haut, à savoir que la présence de dépôts marins ne signifie pas obligatoirement une abrasion marine, pas plus que celle de matériaux d'origine continentale ne permet de déduire un façonnement subaérien.

Prenant un point de vue diamétralement opposé, E. Hernandez Pacheco puis son fils F. Hernandez Pacheco, voient dans la rasa un relief dérivé d'un *aplanissement par les eaux courantes* (pénéplaine). Les arguments avancés sont les suivants :

— Le niveau le plus élevé rencontré aux Asturies centrales et orientales se raccorderait à la surface qui affecte la « plaine intérieure asturienne » de Lugones, Coruño, Pando — au N et NE d'Oviedo (7).

— Les talus limitant vers l'intérieur les diverses rasas ne portent jamais la trace d'encoches de sapement comme en crée le déferlement (8). Pourtant, en maints endroits, la roche en place affleure à la rupture de pente. (On pourrait cependant envisager que les talus aient été retouchés lors des épisodes de climat périglaciaire).

— Les niveaux ne se raccordent pas aux différents niveaux eustatiques classiques de transgression (9). Il est évident que cet argument ne vaut que si l'on n'admet pas de déformations et de mouvements d'époque tardive. On trouve par ailleurs la rasa de la Franca au niveau

(1) Ch. Barrois (25), P. Hernandez-Sempelayo (220).

(2) A. Cailleux et J. Tricart (77), v. les articles d'I. Asensio en collaboration avec F. Hernandez-Pacheco (212), (215), (216), (217), et nos publications (351), (17) et (18), ces dernières en collaboration avec I. Asensio.

(3) P. Birot et L. Solé (57), p. 54.

(4) C. A. Cotton (112), p. 584-587.

(5) A. Guilcher (191), p. 1603-1605.

(6) N. Llopis Llado (280). Des accumulations d'origine marine sont citées par lui à Cadavedo (80 m) et près de Villapedre, p. 337.

(7) F. Hernandez-Pacheco (208), p. 66 et 78.

(8) *Ibid.*, p. 63.

(9) F. Hernandez-Pacheco (208), p. 64.

ouljien; les plages anciennes que nous avons trouvées en Galice et à Arnao sur la rasa pourraient aussi cadrer avec les niveaux du dernier interglaciaire (1).

— Des tronçons de cours d'eau attestant un écoulement vers le NE (Nora, Miloña) seraient les témoins des organismes responsables de la pénéplanation et des débris aujourd'hui entaillés par des rios coulant du S vers le N.

Ajoutons que, pour que la rasa dérive d'abrasion marine par réduction du relief continental, une stabilité considérable des rivages est nécessaire. Car à supposer en effet que les « montagnes » bordières hautes de 300 m aient été rongées sur 2,5 km de largeur, c'est 750 millions de mètres cubes de matériaux (résistants !) qui ont dû être enlevés par kilomètre de côte ! Si par contre on admet un aplanissement en avant des reliefs et incliné vers le Nord comme l'envisagent MM. Hernandez Pacheco, on conçoit avec plus de facilité sa réduction progressive jusqu'à la position actuelle. Mais il est évident qu'un pédiment rendrait mieux compte de la planéité remarquable de la rasa qu'une pénéplaine au sens de Davis.

Les recherches récentes rendent caduc un dernier argument avancé contre l'intervention de la mer : alors que F. Hernandez-Pacheco affirmait en 1949 qu'aucun dépôt marin n'existait sur la rasa en dehors des abords des estuaires actuels, des plages anciennes étaient trouvées dans des endroits éloignés des cours d'eau, tant en Galice qu'aux Asturies occidentales. En 1954, P. Birot et L. Solé en signalaient une au S de Rinlo (W Ribadeo, Galice) (2). En 1960, nous avons décrit la plage ancienne de la Ensenada de Arca, entre Cangas de Foz et Burela (sables et galets quartzeux bien usés, en un conglomérat ferruginisé et fossilisé par 1,50 m de dépôts mal émoussés) (photo 62/3/5, *planche XXVI*) (3). Surviennent, entre 1960 et 1963, les découvertes, faites par MM. F. Hernandez-Pacheco et I. Asensio Amor, des coupes de La Caridad, San Cristobal (entre La Caridad et Navia), Frejulfe (E de Luarca) et Nuestra Sierra la Blanca, à Luarca (4). Les altitudes de ces dernières s'échelonnent entre 40 et 60 m. *Aussi est-il admis maintenant de tous côtés que la mer a visité et retouché la rasa dans son étendue occidentale.*

Mais il reste un désaccord quant à l'efficacité à accorder à l'action des vagues. Les partisans de l'érosion subaérienne continuent à faire dériver la rasa d'une surface d'érosion continentale, et n'octroient à la mer qu'une efficacité réduite (retouche des dépôts fluviatiles et continentaux essentiellement). Mais pour prouver de façon irréfutable ce point de vue, il faudrait être certain qu'effectivement eut lieu une « pédimentation » ou une « péné-plan-ation » en contrebas des surfaces fondamentales de l'arrière-pays. Ou bien pouvoir démontrer que la zone cantabrique représente un compartiment d'une telle surface, non relevé ou abaissé par failles. Inversement, pour renforcer l'hypothèse d'une banquette uniquement engendrée par l'abrasion marine, il serait bon que d'autres rasas côtières existent dans le N ou le NW de l'Espagne. En outre, il serait nécessaire de prouver que la topographie soumise à l'action des vagues était différenciée sans être toutefois trop résistante. Un paysage déjà morcelé, compartimenté par des cassures, ou une masse de reliefs passablement altérée par l'érosion chimique rendraient mieux compte de l'envergure de la plateforme d'abrasion.

Nos recherches apportent précisément des éléments nouveaux sur ces quelques points. Rappelons que d'autres rasas ont été décrites plus haut, sur le littoral de Galice occidentale, l'une près de la Guardia (v. p. 284), une autre au Sud de l'embouchure du rio Jallas (p. 342), une troisième au Cap Prior (p. 374). Leur altitude s'accorde, on l'a vu, avec une datation tyrrhénienne. A défaut donc de certitude absolue, des présomptions des plus fortes apparaissent pour une stabilité assez longue du niveau de la mer lors du grand interglaciaire Mindel-Riss, favorable à une abrasion marine efficace. La rasa cantabrique s'intègrerait dans cet ensemble, la mer ayant alors transformé, ou tout au moins retouché sérieusement ce secteur côtier.

Reste à savoir *quelle topographie la mer a ainsi réduite.* Les auteurs de l'hypothèse d'une surface d'abrasion envisagent semble-t-il l'usure du relief bordier, dont le talus serait la falaise

(1) H. Nonn (**351**), p. 98-99.

(2) P. Birot et L. Solé (**57**), p. 54; peut-être est-ce le dépôt qu'I. Asensio dénomme Obe (**212**), p. 90.

(3) H. Nonn (**351**), p. 98. Les coupes d'Arnao, du kilomètre 38,5 (route de Foz à Vivero) se trouvant en bordure de rias, nous n'en faisons pas état ici.

(4) F. Hernandez Pacheco et I. Asensio Amor (**217**), p. 67, 70, 71; (**216**), p. 213 à 216.

morte aujourd'hui. La stabilité du niveau de la mer fut-elle suffisante pour justifier de l'extension de la rasa au détriment de tels blocs de roche dure ? (1). *Notre opinion* sur ce point *est que le domaine nivelé devait offrir soit un volume montagneux atténué, soit un certain nombre de lignes de faiblesse.*

Notre prospection nous a fait trouver en plusieurs lieux disséminés sur la rasa des coupes d'argile kaolinique. Certaines se situent au pied même du talus; ainsi, au *kilomètre 26,5* de la route Vivero-Foz, nous avons rencontré sous un sol de 0,50 m une argile mêlée de blocs et de sable, reposant sur du sable ferruginisé. En dessous de ces horizons, l'argile réapparaît sur 4-5 m au moins. (Une telle coupe nous a fait songer aux cônes torrentiels du Quaternaire ancien trouvés ailleurs en Galice, et suggéré que là, la mer a peut-être retrouvé d'anciens glacis). Les environs du *port de Burela* ont fourni autrefois des entreprises exploitant le kaolin. P. Hernandez-Sempelayo décrivait en 1912 une coupe où le kaolin affleurait presque au niveau de la mer en une couche épaisse reposant sur un lit de sable, et signalait qu'entre ces deux horizons avaient été trouvés des troncs d'arbres. L'ensemble des sédiments recouvrait le granite sain (2). En recherchant ce gisement, qui ne put être retrouvé mais dont se souviennent certains habitants, nous avons observé à l'E du port une exploitation d'argile sableuse surmontée d'un niveau plus sableux (3) sans tourbe ou lignite intercalaire, mais somme toute assez identique à celle que mentionnait P. Hernandez-Sempelayo. On trouve encore des lentilles d'argile blanche (kaolinique pour 90 %) dans les accumulations complexes de la *colline d'Espiñeira,* sur la rive orientale de la ria de Foz (4). Selon nous, s'y trouvent incorporés les restes d'un cône torrentiel ancien à bancs de galets quartzeux et lits argileux et ceux d'une terrasse de + 30 m du rio Masma. En territoire galicien encore, nous avons été surpris de constater l'abondance de la kaolinite dans les dépôts épars de la rasa. Ainsi, dans une coupe de sable usé et trié à Reinante, les éléments fins contiennent encore 100 % et 90 % de kaolinite. De même dans les sables marins probables trouvés au *kilomètre 28,5* de la route Foz-Vivero (kaolinite 100 %). Fait plus surprenant encore, les accumulations périglaciaires würmiennes qui proviennent du talus de la rasa à l'W de Foz contiennent encore beaucoup de kaolinite dans les fractions granulométriques fines (40 à 70 %). Nous y voyons la preuve d'une altération sensible préalable à l'intervention de la mer et des processus périglaciaires au sein du bloc montagneux ou sur sa retombée septentrionale.

La rasa comporte encore d'autres gisements ou coupes révélant cette altération plus à l'Est; lors de recherches rapides dans les Asturies occidentales, nous avons pu examiner quatre exploitations de kaolin. La butte de *Granda,* au S de Castropol, comporte sur son flanc une terrasse estuarienne de l'Eo à + 40 m, sous laquelle on taille une argile « bigarrée » (marbrée lie de vin) sur 20 m de hauteur; la base n'en est pas visible et n'a pas été recherchée par sondage. Un peu plus au Sud, au *kilomètre 365,3* de la route Vegadeo-Luarca, c'est encore sur une dizaine de mètres qu'on peut voir la transformation en argile rouge de la roche schisteuse riche en fer. A *la Roda* (kilomètre 10 de la route Barres-El Franco par Tol), une carrière ouverte sur 7 m donne le même aspect; la roche aurait été trouvée plusieurs mètres plus bas. Enfin, à *Cartarro,* entre la Caridad et Navia, une taille de 20 m de hauteur fournit en matière première une briqueterie importante. Nos investigations aux Asturies n'ont pas été poussées plus avant. Mais il ressort de cette énumération que le substratum devait offrir, au moins par place, une résistance à l'érosion moins grande que ne le laisserait supposer l'examen des falaises. On est aussi conduit à envisager qu'en maints endroits, la rasa fut préfigurée par des glacis, ou par une topographie ouverte à la faveur de plusieurs secteurs où les roches étaient particulièrement altérées.

(1) Rappelons que la rasa de la Guardia bénéficiait d'un abrupt de faille, que celle du Jallas n'est pas aussi étendue et contient quelques reliefs résiduels comme le Mte Louro.

(2) P. Hernandez Sempelayo (220), p. 151.

(3) Ce sable contient encore dans ses fractions fines 60 % de kaolinite.

(4) V. I. Asensio Amor et H. Nonn (18), p. 360.

3) Les problèmes de datation

L'absence de fossiles dans les dépôts reposant sur la rasa est cause de la diversité des dates avancées pour sa genèse et son évolution. Les auteurs qui se sont attachés à ce problème sont partis les uns des paysages emboîtés des Asturies orientales, les autres de données rencontrées dans la moitié occidentale de la rasa.

A partir d'observations faites dans le domaine oriental, on peut préciser que l'aplanissement est *postérieur à l'Oligocène*. Ch. Barrois mentionnait déjà que le Nummulitique de San Vicente de la Barquera était tronqué (1). Par analogie avec la Bretagne que cet éminent géologue connaissait si bien, il datait l'abrasion du Miocène, comme la mer des Faluns, et rapportait les sédiments au Pliocène, considérés comme homologues des sables roux de Bretagne. Cueto y Ruy-Diaz estimait lui aussi que les diverses banquettes avaient été édifiées entre le Pliocène inférieur et le courant du Quaternaire (2). Pour J. Gomez de Llarena et J. Royo-Gomez, l'étagement, conforme aux niveaux de Deperet, donne un échelonnement allant du Pliocène (rasas de 190-200 m et 120-130 m) au Tyrrhénien I (30-40 m) avec un niveau sicilien (85 m) et un autre milazzien (50-60 m). E. et F. Hernandez-Pacheco sont aussi partisans d'un âge assez ancien des rasas; la plus haute correspondrait à une surface d'érosion fini-miocène; celle-ci aurait été immergée, réduite par l'avancée de la mer (recul des falaises) et un étagement serait né du jeu de l'érosion subaérienne et karstique selon les compartiments de terrains. Ces modifications sont considérées comme pliocènes. L'encaissement du réseau hydrographique, terminé au Sicilien, permet à une nouvelle immersion (Sicilien) d'engendrer les rias. Le littoral est considéré comme stable depuis le Paléolithique supérieur (3), du fait de la conservation de dessins rupestres au niveau de la mer actuelle. La seule indication de façonnement récent est fournie par la rasa et la plage ancienne de la Franca rapportées à l'Ouljien par A. Guilcher. La stabilité du littoral s'en trouve au moins localement contredite.

Pour la moitié occidentale de la rasa (unique, rappelons-le), les opinions tendent à rajeunir cette forme de relief. Seul P. Hernandez-Sempelayo avançait, à titre d'hypothèse et « d'après l'aspect des sédiments », une réalisation remontant au Tertiaire (4). Mais N. Llopis Llado admet provisoirement « entre les caps Vidio et Busto (Asturies occidentales) un âge Tyrrhénien I » (5). C'est également l'opinion de P. Birot et L. Solé, parlant du secteur Ribadeo-Navia (6). Ces derniers suggèrent à titre de « bonne hypothèse de travail » d'admettre un âge tyrrhénien également. Ils se justifient de la façon suivante :

— Il est quasi impossible que des processus de pédimentation aient pu fonctionner au Pliocène sur la côte cantabrique. — Nous le pensons aussi; car nous avons constaté que le climat y est plus frais que dans l'Ouest galicien; de plus, ce que nous savons de la flore pontienne, grâce aux lignites de Puentes et de Cantallarana, montre déjà une ambiance assez tempérée qui dut s'affirmer au Pliocène —.

— D'un autre côté, l'état de fraîcheur de la rasa ne leur semble pas compatible avec une date aussi reculée que le Sicilien (ou Villafranchien). L'argument tiré de la préhistoire ne peut pas contrevenir à une datation du Tyrrhénien.

Pour notre part, nous avons versé au dossier une étude du raccord des sédiments de rasa aux terrasses fluviatiles des rios Eo et Masma, en Galice; les dernières, à + 30 m + 35 m ont dû venir alimenter en débris la mer qui a remanié les apports; elle les a enrichis en quartz, et la présence d'un fragment schisteux percé de trous de phollades dans l'accumulation de Campon

(1) Ch. Barrois (**25**) *passim;* selon F. Hernandez-Pacheco; il s'agirait d'une rasa à 10-20 m (**208**), p. 38.
(2) Cueto y Ruy-Diaz (**123**).
(3) V. F. Hernandez-Pacheco (**208**), p. 57-58 surtout.
(4) P. Hernandez-Sempelayo (**220**), p. 103 : Burdigalien ?
(5) N. Llopis-Llado (**280**), p. 342-344.
(6) P. Birot et L. Solé (**57**), p. 54.

(E de la ria de Ribadeo) en donne confirmation (1). Personnellement, nous en déduisons que la rasa existait bien et était occupée par la mer au Tyrrhénien. D'ailleurs le niveau Tyrrhénien II s'inscrit sur les versants de la ria de Ribadeo (dépôt estuarien de Presa), donc en contrebas de la rasa et de ses sédiments, prouvant ainsi que cette dernière est plus ancienne que l'interglaciaire Riss-Würm. Ce serait apparemment juste après la sédimentation des accumulations tyrrhéniennes que se serait produite la déformation de la rasa; de 20 m à Arnao et 25 m à Campon, les dépôts à usure marine sont retrouvés à 40 m à la Caridad, 60 m à Nuestra-Señora la Blanca ou à Villapedre, près de Luarca, 90 m entre le cap Busto et Cadacedo. La dissymétrie des rives des rias et les différences de largeur de la banquette nous ont conduit à voir dans les zones de décalage des « charnières tectoniques ». Pour la ria de Ribadeo en tous cas, le tracé rectiligne sur 10 km de sa rive occidentale, l'existence au long de ce versant de quartz bréchique à Figuerua (sous une terrasse à + 25 m) et d'une faille dans les schistes à Porto Vega (2) apportent l'indice d'une cassure du socle, ancienne sans doute, mais ayant probablement rejoué. Quoiqu'il en soit, le soulèvement fit de la rasa asturienne un secteur de côte rajeunie qui passe petit à petit vers l'Ouest aux rivages submergés de Galice. Reste un autre problème de datation : celui qui concerne les terrasses fluviatiles et les dépôts périglaciaires. Il mérite lui aussi quelques développements.

D. — TERRASSES FLUVIATILES ET DÉPÔTS PÉRIGLACIAIRES

Pour rester strictement d'abord dans le domaine de la rasa, ***certains dépôts périglaciaires*** seront envisagés en premier; sur elle en effet se sont accumulés des débris où l'on a voulu voir, à cause de leur faciès particulier, parfois des sédiments marins, parfois des terrasses fluviatiles. La majeure partie des matériaux recouvrant la rasa découle en fait des processus périglaciaires — ce qui, on l'a vu, n'exclut pas l'existence de sédiments marins, ou fluviatiles typiques.

Des descriptions déjà nombreuses les concernant ont été publiées et nous renvoyons le lecteur à ce qu'en dit N. Llopis Llado, pour le secteur Cap Vidio-Cap Busto (3) et F. Hernandez-Pacheco et I. Asensio Amor à l'W de ce dernier cap (4). Une carte d'ensemble en a été dessinée par N. Llopis Llado et F. Jorda en 1957 pour les participants du Congrès de l'I.N.Q.U.A. (5). Incorporant les données de cette carte et les indications de P. Birot et L. Solé (**57**), et de P. Birot (**57**^{bis}) L. E. Hamelin a pour sa part réalisé une autre présentation cartographique élargie à la côte N de l'Espagne toute entière (6).

Il y manque toutefois l'indication des dépôts qui fossilisent la rasa *entre Burela et Cangas de Foz,* sur lesquels nous pouvons apporter de solides précisions. Il s'agit des accumulations que P. Hernandez-Sempelayo considérait comme d'origine glaciaire en 1912 [(**220**), p. 117-118]. En réalité, ce sont de véritables cônes de débris périglaciaires, provenant de la Sierra del Buyo, dont les quartzites fissiles et les schistes ont fourni les matériaux. En plusieurs endroits, à Burela ou à Cangas, les coupes montrent une disposition en bancs, lits ou lentilles subhorizontales, au sein desquels s'observe un très net triage granulométrique (7). Fréquemment, elles comportent

(1) I. Asensio et H. Nonn (**17**), p. 337, v. également H. Nonn (**351**), p. 102.

(2) = route de Lugo, estacion de FC près du pont de Vegadeo; les schistes plongent vers le NW dans le compartiment W, vers le N dans celui de l'E (nous devons la connaissance de cet accident à I. Asensio Amor).

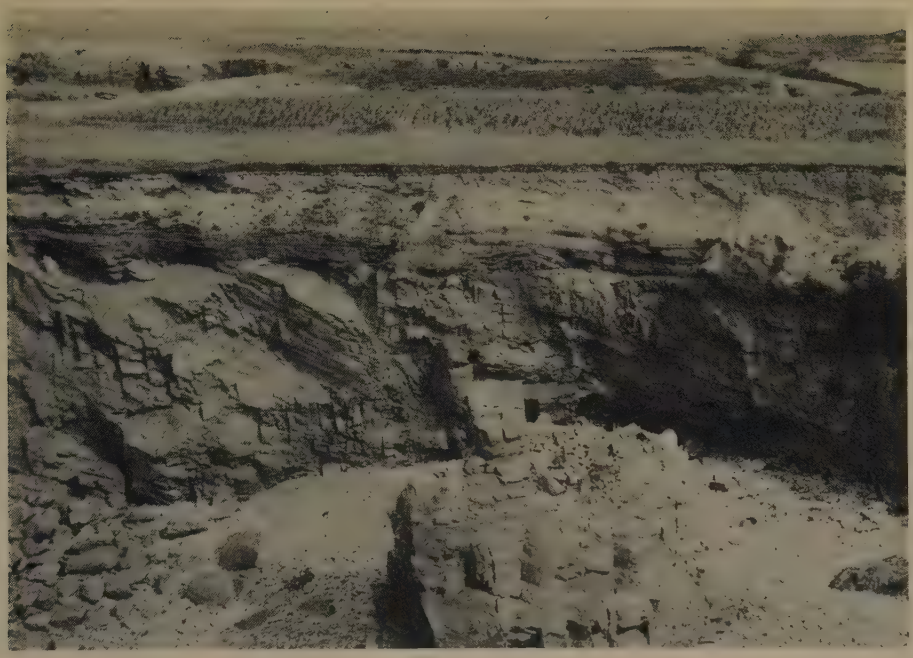
(3) N. Llopis Llado (**280**), p. 338-342, coupes.

(4) F. Hernandez Pacheco et I. Asensio Amor (**216**), (**217**), bonnes photographies.

(5) V. (**285**).

(6) L. E. Hamelin (**202**).

(7) Nous avons donné une description de quelques coupes *in* (**351**), p. 101.



Plage ancienne sableuse (lits concretionnés) et caillouteuse recouvrant la rasa cantabrique au kilomètre 416 de la route côtière Le Ferrol-St-Sebastien. Observer le tronquage des schistes en dessous du dépôt et la planéité de la rasa sur plusieurs centaines de mètres.

Ravinement ou fente en coin dans les dépôts torrentiels wurmiens à l'Est du Port de Burela.

Sommet de cône périglaciaire, dans le *Valle de Moucide*, actuellement entaillé par un petit torrent sur 3 m environ. Noter la disposition litée dans le matériel du cône.

des bancs ou poches de galets, des lentilles sableuses ou sablo-limoneuses, parfois avec une disposition interne des éléments qui offre des similitudes avec les fentes en coin ou les guirlandes et festons classiques (photo 63/5/2, *planche XXVI*). Les bancs de cailloux (quartzitiques surtout) peuvent atteindre jusqu'à 6-8 m d'épaisseur; de même les horizons sablo-limoneux, couronnés généralement par des traînées subhorizontales de graviers et de sables. Les poches ont en moyenne 2-4 m de large sur un mètre de profondeur; les ravinements en forme de fente atteignent jusqu'à 5-6 m de profondeur pour 2-4 m de large à leur sommet. Localement s'observe une stratification entrecroisée des lits de limon, de sable et de blocs. Le parcours du trajet Burela-Cangas de Foz dans la tranchée du chemin de fer en construction Gijon-Le Ferrol met en évidence quatre cônes presque coalescents; dans ceux-ci le faciès caillouteux prédomine dans l'axe des cônes, les faciès fins alternant avec les lits de cailloux sur les côtés. Des niveaux terreux s'y rencontrent également vers les angles morts (1).

Le long du *Valle de Moucide*, rive Ouest, un autre ensemble de cônes coalescents se trouve tranché par la route de Ferreira à Cangas de Foz, et plusieurs petits torrents descendant de la Sierra del Buyo s'y encaissent, offrant d'autres coupes naturelles (v. photo 63/4/7, *planche XXVI*). Nous avons dénombré sur cette face de la Sierra del Buyo cinq cônes distincts (2). L'un d'entre eux comportait un lit de tourbe sous 2,40 m de sable et poches lenticulaires de graviers et petits galets. Par chance, il a pu être fait sur ce niveau une analyse pollinique, et une datation au Carbone 14. Grâce aux résultats obtenus, *nous avons la certitude que ces accumulations sont würmiennes* (*Würm III : 13600 ± 450 ans B. P.*) et nous connaissons la flore correspondante. Le spectre fourni par les grains de pollens comprend :

— graminées 312
— *Pinus silvestris* 96
— *Betula* 1
— *Alnus* 1
— *Juncus* 5
— *Potamo* 1
— *Equisetum* 1
— spores 11,

soit l'indication d'un paysage découvert traduisant un froid assez rude pour une région aussi méridionale (43°39′ lat. N, 7°21′ long. W) pratiquement au niveau de la mer (3). Mais c'est aussi la traduction d'une ambiance humide, au moins saisonnièrement; elle seule peut justifier de la disposition litée, triée et relativement usée de dépôts transportés sur quelques kilomètres seulement. Nous avons affaire par conséquent à un « périglaciaire océanique » d'un type peu connu ailleurs. Nous supposons que l'abondance de l'eau pouvait provenir de la fonte des neiges particulièrement copieuses sur des reliefs côtiers offrant un front continu et assez élevé. Peut-être la lithologie (gréso-schistes quartzitiques) explique-t-elle que les formations soient particulièrement épaisses sur les contours de la Sierra del Buyo (4) ? Car dans les schistes métamorphiques cambro-siluriens qui leur succèdent à l'E, les dépôts périglaciaires sont plus rares (5). Ils ne reprennent de l'importance qu'à l'E de Navia, et il serait intéressant de connaître la nature géologique des secteurs dont ils proviennent. Dans le secteur des phyllades de Foz à Ribadeo, le délitage sous l'effet du gel dut donner surtout des plaquettes ou des limons plus facilement exportés. Sur la rasa de Castro y Marzan, comme au N de Ribadeo, nous n'avons rencontré que

(1) A l'amorce de la tranchée près de Burela, sous 3 m de blocaille et de sable (2 horizons de 0,50 et 0,30 m, séparés par un lit de sable de 0,12 m); — en arrière de Perdouro (pont) — amorce W de la courbe dessinée par la tranchée derrière la Pta das Cabras (1 m d'épaisseur). Une analyse pollinique pour la première coupe citée fut malheureusement stérile.

(2) A hauteur des kilomètres 8-8,4 - 9-9,8 - 11 de la route Ferreira-Cangas de Foz.

(3) Ces données sont comparées, dans une publication antérieure (**128 bis**), à d'autres résultats concernant la côte cantabrique.

(4) Des débris identiques recouvrent aussi, au pied du versant occidental de ce massif, le contact avec les granites dans la vallée du rio Junco.

(5) Une coupe, décrite par I. Asensio Amor (**215**) à Villarmea représente la reprise de galets ovoïdes dans un matériel nettement torrentiel épais de 2 à 3 m. La même association de sédiments est repérable près du kilomètre 409 = 28 de la route littorale.

des traces réduites de cryoturbation affectant le substratum sur une cinquantaine de centimètres seulement; fauchages, guirlandes, « roses » réarrangeant des plaquettes de schistes. Aucune trace du « head », classique pourtant sur les autres côtes du golfe de Gascogne. Décidément la rasa reste une unité morphologique bien originale. Hors de la rasa, des autres témoins d'accumulations récentes nous semblent devoir être rattachés à la phase périglaciaire würmienne. Nous avons fait état plus haut de dépôts de pentes à gros fragments dans les versants du *rio de Noceda* et ceux du *rio Lejoso* (v. p. 429, note) soit dans l'arrière-pays de la rasa elle-même près de la Peña Grande et du Mondigo. Dans l'arrière-pays de Cervo et de Jove, d'autres cônes puissants ont été repérés; leur état de fraîcheur nous incite à les considérer aussi comme würmiens. L'un d'entre eux se trouve *aux abords du rio Cobo* (1), qui s'encaisse de plusieurs mètres dans son extrémité aval. Il comprend un abondant matériel quartzitique dont l'émoussé, nul à la racine, devient assez net près du fleuve. Vers le sommet, des blocs de granite assez frais surmontent l'épandage de quartzites [ceux-ci proviennent de bandes incluses dans le granite à deux micas de la région, selon la carte d'I. Parga (383)]. Les débris sont grossiers et les blocs de plus de 1 m de grand axe ne sont pas rares. L'épaisseur vers la base du cône doit approcher de 10 m.

Au N du kilomètre 430 (49 sur certaines cartes) de la route Vivero-Foz, un autre cône ravine le granite pourri par de nombreuses poches puis étale ses lentilles de blocaille et d'arène sur plus de 150 m de largeur et 5 m d'épaisseur. La disposition subhorizontale et imbriquée des bancs est moins nette qu'à Burela, mais reste bien évidente (2). Le matériel est encore surtout quartzitique, sur un substratum granitique. Ici aussi les bancs de quartzite sont associés au granite de même que dans le Mte Belle, voisin, dont le versant Sud est tapissé de blocs éboulés en partie recouverts par la végétation.

Des terrases « climatiques » à proximité du niveau actuel des rios sont sans doute encore le témoignage du façonnement des pentes durant le Würm. Dans la *vallée de l'Eo* en particulier trois coupes décrites antérieurement [(17), p. 328 et seq.] nous permettent de montrer que l'activité de l'érosion sur les pentes a été générale. Dans le tronçon du cours de l'Eo situé en amont de Puente Nuevo, un système de glacis-terrasses est très fréquent; sans doute un *head* schisteux est venu s'y ajouter aux apports longitudinaux. Surmontant une terrasse à + 25 m du rio Oro, un autre *head*, probablement tardif, a été repéré à Carrocid, dans le valle de Oro (route de Oizas) (3). Dans le détail, la coupe, haute de 3,60 m, montre deux « horizons » de blocaille en vrac dans une pâte d'arène limoneuse, riche en feldspaths et en graviers de quartz, séparés par plus de 2 m de gravier lité et de sable d'arène également lité horizontalement. La fraîcheur des sables feldspathiques, la couleur beige clair de ces dépôts sont en faveur d'un âge récent pour l'ensemble de la formation, malgré la discontinuité évidente de la sédimentation. Nous interprétons cette dernière comme la manifestation d'un apport pelliculaire en période pluvieuse et très froide (steppe) entre deux épisodes de solifluxion plus classique. L'existence de steppe lors des climats périglaciaires galiciens ne nous étonne pas, et le diagramme pollinique de Mougas (fig. 55) en a démontré la réalité pour le Würm. Sans pouvoir choisir s'il s'agit ici d'apports würmiens ou rissiens, il n'en reste pas moins que la solifluxion n'a pas intéressé que les terrains schisteux et quartzitiques, mais aussi localement quelques secteurs granitiques.

Les terrasses fluviatiles eustatiques de la région considérée dans ce chapitre sont assez nombreuses et constituent une autre série de données susceptibles de nous renseigner tant sur les paléoclimats quaternaires que sur les étapes du façonnement du modelé. Leur présence dans des régions aussi diverses que le bassin de Vivero, le Valle de Oro, les vallées du Masma et de l'Eo traduit également sans doute les effets de l'eustatisme.

(1) Route de Corral Grande, au Sud de Plaza. Des ressauts dans l'accumulation, qui couvre un versant sur 45 m de dénivellation, peuvent conduire à l'hypothèse de cônes superposés. L'examen minutieux du terrain n'a pas permis d'en décider. Il peut aussi bien s'agir de deux épisodes distincts.

(2) Nous l'avons étudié dans une coupe fournie par la tranchée du chemin de fer entre les kilomètres 49 et 48,5 de la route. Les lentilles ont 1 à 2,5 m d'épaisseur.

(3) V. (18).

Pour ne pas trop morceler la présentation de nos recherches, nous nous permettons de renvoyer le lecteur désireux de connaître la localisation des terrasses à nos publications antérieures portant sur ce type de dépôts (1). Nous ne rassemblerons ici que les résultats globaux.

Sur l'Eo, deux accumulations de terrasse ont été trouvées, à + 30 m et trois autres à + 10 m. Le rio Oro a fourni lui aussi des terrasses à + 5 m, à + 12 m et + 15 m, et + 25 m; de même trois dépôts à + 30 m, + 35 m subsistent sur les rives orientales du rio Masma. Des observations de coupes, des comptages pétrographiques et des mesures morphométriques sur les galets ressortent les traits généraux suivants :

1. *En domaine schisteux (rios Masma et Eo) et pour les hautes terrasses :*

— les schistes et les quartzites sont les plus fréquents alors que les quartz sont peu représentés. Le limon, assez abondant, doit provenir de la destruction des schistes;

— l'hétérométrie est grande, très accusée même dans les apports du Masma;

— l'usure reste médiocre (l'émoussé des galets de quartz se tient en effet entre 115 et 180).

Tant par l'absence de disposition nette des éléments — que nous imputons à des remaniements par solifluxion liée à la part importante des limons —, que par la présence de galets gélivés ou que par la composition pétrographique, il paraît évident que la mise en place de ces terrasses s'est faite sous un climat frais; les actions mécaniques devaient jouer un rôle prépondérant dans la fourniture des débris. La contre-épreuve nous est fournie par les alluvions actuelles de l'Eo, où la proportion des quartzites fissiles est bien plus réduite, et où l'émoussé plus grand des galets révèle un régime fluviatile moins intermittent. Il est non moins net, au moins pour le Masma, que les terrasses de 30 m présentent une torrentialité supérieure à l'actuelle.

2. *En domaine granitique (valle de Oro)*, les terrasses de + 25 m offrent des différences sensibles : calibrage plus régulier des galets (90 % entre 2 et 8 cm, centiles assez réduits : 21-23 cm); usure plus marquée (316 et 350 sur quartz) et composition pétrographique différente : les quartz forment de 15 à 60 % des galets selon les tailles, et les quartzites prédominent constamment; le granite par contre n'est qu'exceptionnellement représenté. Par ailleurs le liant dérive d'arène, et la disposition des galets n'est pas modifiée. Il nous semble donc que, pour une part, l'explication de ces aspects originaux dérive de l'altération toujours fort marquée de la roche en place. Ainsi se justifierait la place des quartzites, l'absence de limon et de granite. Par contre, triage et émoussé surprennent d'autant plus que les rivières sont courtes et tout aussi torrentielles; peut-être les quartz de l'Eo et du Masma sont-ils d'origine plus locale, car les filons y sont nombreux au sein des schistes. Ceux de l'Oro au contraire ne peuvent provenir (de même que les quartzites) que du secteur amont; l'usure constatée reflèterait simplement un plus long transport (2). De toute façon l'abondance des quartzites traduit encore le rôle d'une gélivation préalable. Il reste donc que les rivières cantabriques eurent une certaine efficacité durant le grand Interglaciaire, dont l'ambiance paraît avoir été plus fraîche que l'actuelle.

3. *Dans les terrasses de + 10, + 15 m,* au long de l'Eo ou de l'Oro, les traits restent voisins de ceux des niveaux plus élevés, quoique l'hétérométrie soit moins accusée. Les mêmes différences se notent également entre les deux bassins considérés (usure supérieure et triage meilleur surtout dans le Valle de Oro). Nous nous les expliquons de la même manière que précédemment, et nous pensons que le caractère plus homométrique des sédiments traduit un régime hydrologique moins contrasté, peut-être plus soutenu durant le dernier interglaciaire.

4. *Les terrasses eustatiques* de l'Oro *à + 5 m* par leur composition, comme par leur homométrie nous incitent à supposer que ce régime hydrologique a dû se poursuivre durant l'ensemble de l'Interglaciaire Riss-Würm; et nous imputons la notable usure des galets (272-285 comme médiane des émoussés sur les quartz) à une activité fluviatile moins intermittente que

(1) V. (17), (18) et (351).

(2) On doit aussi songer au fait que dans les lits fluviatiles des régions granitiques, le polissage par le sable est plus actif; le régime est également plus soutenu qu'en domaine schisteux, toutes choses égales d'ailleurs, grâce à l'abondance des arènes (réserves).

dans l'Interglaciaire précédent. Par contre, compte tenu du substratum granitique très altéré, nous ne tenterons aucune interprétation quant à l'ambiance thermique correspondante (1).

Quoiqu'il en soit, ces diverses accumulations servent de jalons dans la reconstitution des étapes du façonnement du relief. En premier lieu, nous avons pu observer fréquemment *que la position des terrasses supérieures est en rapport avec l'extrémité des glacis* qui forment en maints endroits la partie inférieure des versants. Le fait est patent à Villarfernando, dans la vallée de l'Eo, où une terrasse trouvée en 1963 repose sur une surface étendue entre 50 et 80 m d'altitude, composée de plans faiblement inclinés en direction de la vallée de l'Eo (2). Aux abords du rio Oro, la même disposition se reproduit; la terrasse de Trasmonte (3) vient reposer sur un éperon rocheux et former l'extrémité d'un glacis qui par ailleurs supporte un matériel assez grossier et non usé. Aujourd'hui le rio Oro s'encaisse, dans les dépôts et les schistes sous-jacents, de 15 m environ. Le glacis devait donc exister avant la sédimentation fluviale.

Dans les environs de *Vivero,* nous avons encore trouvé deux autres secteurs où l'association glacis-terrasses est très claire. Une terrasse du rio Landro vient s'appuyer sur un plan doucement incliné *vers Lamaceo* (4). Les cailloux usés s'observent sur le versant sur près de 200 m de longueur, représentant une dénivellation de 14 m; l'épaisseur des dépôts s'accroît vers le bas tandis que vers le haut se note un apport d'éléments non ou mal usés peut-être postérieur. Ce niveau fluviatile caractérisé atteint 40 m au-dessus du cours actuel du Landro. Tout près de là, *à Naceiro,* on peut suivre sur un versant en pente douce, à partir de 32 m au-dessus du rio, des galets qui ont glissé sur la pente jusqu'à + 10 m où ils ont été repris pour constituer une nouvelle terrasse. La preuve que glacis et terrasses forment ensemble la morphologie des pentes inférieures y est fournie par la présence au sein des terrasses d'une argile (kaolinique ?) en provenance de la partie du glacis situé entre Lamaceo et Valcarria où cette argile est exploitée à fleur de sol.

Il nous semble établi, en conséquence, que *les glacis existaient pour le moins lors du dépôt de terrasses eustatiques de 30-40 m* aussi bien dans le bassin de l'Eo que du Landro, soit au Tyrrhénien I. Il est probable aussi que ceux-ci furent ouverts dans les zones altérées chimiquement si l'on s'en rapporte au bassin de Vivero. C'est aussi ce que l'on constate par ailleurs *entre Jove et Cervo,* où le *rio Cobo* a recouvert d'une terrasse à + 20 m un glacis supportant des arènes granitiques à feldspaths kaolinisés en lentilles (5). Enfin, les coupes démontrent que les glacis ont servi de lieu de transit de matériaux après la mise en place des terrasses : autrement dit *leur façonnement peut être considéré comme polygénique.*

L'encaissement de 15 à 25 m des rios dans la partie terminale des glacis représente une des dernières phases de la morphogénèse (post-Tyrrhénien I). En rapport avec ce creusement, les pentes durent être retouchées, quoique fort inégalement. Hors des secteurs à glacis, l'ensemble des pentes connut une forte dégradation dont les sédiments würmiens soulignent l'importance. Dans les secteurs à glacis, au contraire, l'interposition d'un palier à faible inclinaison a dû ralentir le processus de réajustement, car alors ne s'observe qu'un colluvionnement médiocre qui, s'il a affecté les glacis, ne les a pas fondamentalement modifiés.

De toute façon, il faut souligner quelle place prennent dans la province cantabrique les processus périglaciaires, fluviatiles ou torrentiels du Quaternaire. A ce point de vue, les différences sont évidentes avec les pays des Rias Bajas. Pour nous, il est certain que la nuance climatique que nous soulignions dans notre Première Partie entre ces deux domaines devrait être considérablement plus accusée lors des périodes froides. Les paysages du SW galicien ont gardé bien des marques de l'érosion de « type méditerranéen » qui dut fonctionner au début du Quaternaire.

(1) En effet il y a trop de risques de retrouver dans les basses terrasses des galets provenant des terrasses supérieures pour que nous puissions inférer quoique ce soit de la composition pétrographique.

(2) Cette terrasse, trouvée en 1963, se situe au Sud de la route locale Villalba-Villarfernando, près de la cote 59 m à l'W de San Martin.

(3) Dans l'éperon de la sinuosité de rive gauche de l'Oro, près du kilomètre 5 de la route Ferreira-Fazouro.

(4) Rive E du Landro, à l'W route Vivero-Ferreira à hauteur du kilomètre 5.

(5) La terrasse est visible au S du croisement des routes Foz-Vivero et S Ciprian-Corral Grande, de même qu'entre ce carrefour et le kilomètre 44 (ou 425) de la route Foz-Vivero, au Sud de cette dernière. Aux abords mêmes du carrefour une carrière ouverte en 1963 a permis d'observer les arènes sous-jacentes.

Ceux des régions cantabriques, au contraire n'en ont que des traces éparses — peut-être furent-elles aussi moins nombreuses et moins marquées — alors que les formes prédominantes sont celles de l'érosion normale, affectées par le système morphogénétique périglaciaire. Sans doute *aussi cette prééminence des processus récents doit-elle être en rapport avec la plus grande jeunesse de la côte cantabrique.* P. Birot et L. Solé pensent que l'organisation du drainage et le soulèvement des blocs s'y sont produits à une date plus tardive ou s'y sont poursuivis plus longtemps (1). La rasa apporte la preuve de déformations assez récentes; et l'absence du palier de 300-200 m à l'E du rio Sor celle d'un mouvement de surrection des plateaux plus constant qu'en Galice occidentale. Il faut examiner maintenant si les côtes enregistrent aussi cette plus grande jeunesse relative.

E. — LE TRAIT DE CÔTE ET LES RIAS

La région qui a été présentée dans ce chapitre comporte finalement aux abords des rivages, deux domaines bien différents; l'un granitique, de la ria de Vivero (comprise) au port de Burela, l'autre gréso-schisteuse ou schisteuse; mais aussi l'un qui est l'arrivée à la côte d'un relief différencié, variable, l'autre qui se termine sur la mer par la banquette d'érosion que nous venons d'étudier. C'est évidemment le secteur où la mer vient grignoter cette plate-forme qui offre le plus d'homogénéité. Mais comme il est lui aussi doté de rias, il n'y a pas lieu d'exagérer son originalité. Les traits qui signalent en réalité le tronçon de côte à l'E de Vivero sont d'une part la faible hauteur générale des falaises, et d'autre part le changement de dynamique qui affecte les rivages. La position plus nette dans le domaine cantabrique s'accompagne d'une moindre efficacité des houles de NW et d'une soumission à des vents dominants différents de ceux des côtes occidentales.

1) Les falaises et les plages ouvertes sur le large

Au long de l'extrémité de la rasa, *les falaises rocheuses* ne dépassent guère en Galice la vingtaine de mètres de hauteur. Encore est-ce seulement quand les matériaux périglaciaires surmontent la roche en place, comme entre Burela et Cangas de Foz. Dans cette petite partie de côte, les falaises sont taillées dans les gréso-schistes sur 6-7 m bien verticalement, et leur partie supérieure est ouverte dans les débris wurmiens, tantôt de façon abrupte sur plusieurs mètres (Pta de Cabras), tantôt de manière très dégradée; parfois les hommes ont modifié le talus pour l'aménagement des champs, ou y ont réalisé la tranchée du chemin de fer, quand l'accumulation est moins épaisse.

Le tracé est généralement fortement indenté dans le détail, pour des raisons structurales. Quelques pointes sont dégagées entre des criques ou couloirs déblayés dans des bandes de terrains plus fragiles ou plus fragmentés. Dans tout l'Ouest de la rasa, jusqu'à Los Castros, les schistes affleurent « sur la tranche » et le littoral recoupe leur plongement vers le SE plus ou moins marqué selon les lieux. Aussi, bien des excavations suivent une direction NE-SW « subséquente »; d'autres sont guidées par des diaclases WNW-ESE, si bien que des blocs rocheux se

(1) P. Birot et L. Solé (57), p. 56.

trouvent isolés, détachés des falaises par simple exploitation de la lithologie ou de la structure. Les principales nuances sont fonction du pendage des couches. L'inclinaison au SE, bien marquée (Pta Fazouro, Yas, Pta San Bartolomé) engendre des micro-monoclinaux tournés au NW, ou le dégagement de dalles pointant au travers du sable sur les estrans. Les couloirs atteignent plusieurs dizaines de mètres d'extension. Vers San Pedro et à la Pta del Castro, où les pendages sont plus subhorizontaux, les couloirs sont plus longs encore, et la rasa prend l'allure d'une surface structurale coupée de « cañons ». Vers l'Est, l'inclinaison des couches se faisant vers la mer, la physionomie des falaises est modifiée; les abrupts deviennent moins francs, et les grottes remplacent les couloirs (N de Ribadeo, Gibraltar, Peña Blancas, Ile de la Pancha). A Rinlo, des cassures (diaclases ? failles ?) presque parallèles à la côte engendrent des « cales » aménagées en réserves de langoustes.

Les plages ne sont souvent que des formes d'estran au pied des falaises; c'est un liseré de sable, sans dunes, sinon rarement; telles sont les plages de Los Castros, de Remior, de Valea, et de San Pedro. Parfois des vallons aboutissent à la côte avec un évasement qui permet le développement d'une anse sableuse avec dunes. Les plages de Yas, de Nois, de San Bartolomé ou d'Area Longa sont de ce type. A l'E, à partir de Rinlo, devant les schistes qui plongent vers le N, le sable fait pratiquement défaut. Il n'y a qu'un champ de dunes assez vaste pour que le vent ait pu réaliser des « caoudeyres » (Valea). En cet endroit, les sillons sont nettement NE-SW en accord avec la résultante des vents forts de la région (1). Partout ailleurs, le sable s'est disposé en équilibre avec la dynamique du lieu, face au large.

Les principales constructions sableuses se situent à l'entrée des petites rias. Celle de *Fazouro,* au débouché du rio Oro est accrochée à la rive occidentale. C'est une flèche allongée du NW au SE, et terminée par deux crochets; l'un, le plus interne et le plus haut, doit correspondre à une édification par mer grosse ou de tempête; le second, externe, se recourbe vers l'intérieur de la ria et représente la limite de l'extention actuelle de l'accumulation (2). L'apport de sable est à trouver sans doute dans la dérive qu'engendre les houles de NW sur cette côte, et dont la composante E est importante en hiver. L'accumulation se dispose perpendiculairement au fetch maximum et aux vents forts (résultante de NE). Le cordon qui barre la *ria de Foz* s'accole à la rasa (rive Est) et à quelques rochers qui servent d'ancrage supplémentaire. Son extension n'est en fait importante qu'à basse mer. Son édification peut s'expliquer par la sinuosité du chenal du Masma, qui, guidé par la longue pointe de la Granda, va heurter la rive orientale à Viladaide et se trouve dévié vers la rive occidentale par cet obstacle. L'accumulation peut alors se faire, et se disposer perpendiculairement aux houles dominantes (v. fig. 79).

Les côtes entre Vivero et Burela, quoique intéressant un compartiment de relief moins imposant, offrent davantage de variété dans leurs contours au gré de la disposition des dos de terrain granitiques qui s'avancent vers la mer. Les courbes d'isobathes de -10 et -20 m dessinent de nombreux lobes qui reflètent le prolongement de ces ondulations. Les altitudes sont loin d'être égales; dans le territoire qui se termine à la Punta Roncadoiro, sur 5 km en avant d'un talus W-E qui limite l'extension des plateaux (3), le granite de deux micas donne une topographie de bosses assez élevées : 200 m aux Mtes de Goban, 130 m dans les Mtes de la Cantera aux abords mêmes des rivages. Mais sa texture gneissique, la pénétration de diorites ou la venue de pegmatites, le rendent assez sensible à l'érosion qui y a ouvert de nombreux creux (4). La côte y est essentiellement constituée par une succession de dômes surbaissés, dont les flancs convexes tombent dans les flots par des pentes assez fortes : sur les quatre-vingt derniers mètres, elles sont en moyenne de 25 à 40° — (exceptionnellement, comme à la Pta Roncadoiro, l'inclinaison importante commence vers 125 m) —. Dans les endroits exposés au NW, la mer a avivé davantage les versants (cf. Ensenada de Coido et surtout celle du Su Castro et sa voisine orientale). Des falaises véritables existent alors, subverticales sur 60-65 m de haut, et décroissant d'altitude vers l'W (anse de

(1) V. page 68-69 et (10), (16).

(2) Entre les deux, une microfalaise de sable est réalisée par un courant de jusant, à moins qu'il ne s'agisse d'un raidissement momentané du talus interne du cordon.

(3) Pour partie, semble-t-il, il doit s'agir d'un talus lithologique : contact entre le granite intrusif et le granite gneissique.

(4) Ainsi vers Cruceiro-Tuimil, ou vers Villalpol.

Portocelo) et vers l'E (Pta de Moras). De même le versant NW de l'île Saron est entaillé sur 78 m de hauteur en abrupt raide, tandis que le versant SE est très doux et à peine retouché.

Toutefois, de telles falaises restent localisées, et une fois franchie la Pta de Moras vers l'E, on retrouve le type de « versants-falaises » avec une envergure bien modeste d'ailleurs. Les bosses culminent à 25-50 m et leurs contours ne sont nettoyés que sur quelques mètres. En quelques endroits même le sable les enveloppe, comme vers Moras-Lago. A San Ciprian, un tombolo relie un îlot granitique au continent aux abords de la petite ria du rio Cobo (ria de Lieiro).

L'ensablement de la côte entre Vivero et Burela est très réduit malgré la nature granitique des « falaises ». Dans l'ensenada Su Castro, et à l'E de l'embouchure du rio Junco, seul un liseré sableux devance les pentes rocheuses et forme un court estran. Les cordons véritables sont rares. La plage de Lago est attachée à ses deux extrémités par des rochers (1). Un cordon supportant des dunes de 2-3 m de haut occupe le haut de l'estran et barre une lagune occupée par des joncs; le sable dunaire y a progressé et des dunes morcelées, divisées en petits alignements NE-SW, s'y sont installées. Leur caoudeyrisation est conforme à la direction de la résultante des vents forts, tandis que l'arc de la plage fait face aux seules houles possibles : celles d'ENE (2). Dans la ria de Lieiro, appuyée sur la racine du tombolo de San Ciprian, s'édifie une flèche trapue qui repousse le rio Cobo sur la rive Ouest. Quelques dunes y ont pris place.

Au total donc, peu de choses. Il y a un contraste surprenant avec le considérable ensablement des rias de toute cette côte, que nous nous expliquons mal. Faut-il imputer l'absence de dépôts à une dérive côtière, reconnue depuis longtemps ? (3). Ce qui est apparent en tous cas, c'est la faible évolution de ce littoral, où les falaises montrent l'absence de progrès de la mer sur le continent. Certes les rivages sont récents, encore que la présence d'une plage ancienne ouljienne, trouvée par I. Asensio Amor à San Ciprian (4) indique que les vagues actuelles retrouvent un trait de côte déjà réalisé au dernier interglaciaire. Comme en d'autres régions granitiques, l'efficacité de la dynamique marine paraît ici bien médiocre (5).

2) Les rias

La ria de Vivero s'inscrit très largement dans la côte; l'échancrure atteint en effet 6 km d'ampleur en avant des pointes Fouciño et de Faro. A cette hauteur, les isobathes de —25 et —20 m s'incurvent encore très nettement vers l'intérieur, tandis que les côtes sont presque partout faites de falaises parfois très hautes. A vrai dire, on hésite à intégrer à la ria le secteur qui va de ces caps jusqu'au large. Par contre, à partir de là, la ria se dessine de façon indubitable, et frappe par son extension : 4,5 km du Nord au Sud, 1,5 à 2 km de largeur jusqu'à l'ample plage de Covas. La courbe gracieuse de ce cordon sableux rétrécit brusquement le plan d'eau, et les collines en arrière de cette plage réduisent en amont la zone d'estuaire à une auge de 0,750-1 km de large, allongée encore sur 4 km. La marée la remonte quotidiennement, mais la sédimentation, de sableuse en aval de Covas, devient essentiellement vaseuse, colonisée par la végétation des marais et des joncs.

La ria de Vivero se place et se développe dans une zone de contact lithologique, que le rio Landro a dû exploiter lors de ses phases de creusement. A l'Ouest, se rencontrent des schistes métamorphiques et des grès, tandis qu'à l'E affleurent les granites. Le contact paraît suivre une

(1) La carte au 1/50 000 donne une fausse impression de flèche libre ayant barré un rio par son progrès vers le SE; elle s'accroche en réalité à la Pta del Muneiro.

(2) La Pta de Moras la protège des vagues venant de N et NW, et un archipel, los Farallones, entrave la progression des houles d'Est.

(3) Instructions nautiques (G 1).

(4) Indications verbales, été 1963.

(5) Opinion déjà formulée par A. Guilcher (186), p. 235.

ligne allant de Barialla-Cristo (au S) jusqu'à l'E du Mte Faro, soit une orientation SSW-NNE. De la sorte la partie évasée de la ria au N de Covas se trouve ouverte en totalité dans les terrains non granitiques.

De cette différence de roches, ressortent des nuances dans l'aspect des contours. *Les rives occidentales* présentent fréquemment des falaises nettes, abruptes, même si elles ne sont pas très élevées. La mer y ronge le continent sur un front assez continu, quoique indenté. Les rentrants rectangulaires correspondent soit à des zones de diaclases majeures ou des fractures, soit à des changements de roches (schistes encadrés de gneiss). Les versants qui les bordent sont des versants d'origine continentale, à peine retouchés par la mer. Au long des caps par contre, des vraies falaises ont été réalisées, parfois hautes de plusieurs dizaines de mètres. Localement s'observent des replats tronqués par l'avance de l'Océan donnant l'impression de rasas. Impression fallacieuse, nous semble-t-il, car les altitudes en sont variables (1). Tout concourt à suggérer que la mer a exploité des nuances lithologiques que déjà le modelé continental avait mis en valeur. Entrant dans les vallons ou les zones de roches tendres déjà surbaissées, les vagues ne rencontrèrent que des versants adoucis, les falaises de ce fait manquent d'envergure. Au contraire, là ou le faciès gneissique, ou une induration par du quartz, avaient permis le développement d'une échine plus haute et des flancs plus raides, une simple retouche par sapement basal suffit à réaliser un foirage ou un décollement qui engendre une falaise plus imposante.

A partir de Covas et plus au Sud, l'encadrement montagneux devient à la fois plus élevé et plus massif au long des rives occidentales. Mais des contreforts et prolongements des Mtes Silvarosa (440 m) et du Mte Padro (507 m), les pentes inclinées vers la ria se décomposent en une portion supérieure convexe assez raide (20°) passant à une partie inférieure en forme de glacis largement étalé. Tel est le cas en arrière de la plage de Covas, ou vers Fontegrada, ou encore vers Rega plus au Sud. Aussi le plus souvent, c'est par des plans doucement inclinés que se fait le passage des reliefs à la ria.

Les rives orientales faites de granite, offrent aussi des glacis mais cette fois uniquement dans la partie aval. Trois surtout se signalent par leur étendue et leur netteté. Le plus vaste se termine sur la côte par la plage d'Area. Profond de 3 km, large de 2 km près de la ria, il suit et met en valeur le passage des granites intrusifs aux granites gneissiques (2). Sillonné par un fort médiocre ruisseau de 3 km de longueur, il est un bon exemple de forme réalisée par un ruissellement actif en zone sans doute fragile ou altérée. Aucun matériel de transit ou d'accumulation ne peut toutefois aider à en préciser les modalités ou les étapes de façonnement. Les autres glacis, un peu plus réduits (1,5 km de profondeur, 1 km de largeur à l'aval) se situent à hauteur de Cillero et de Pe de Boy. Leurs contours internes, courbes, les font considérer comme des golfes d'érosion en roche moins résistante. Au-delà vers l'amont, les versants montagneux s'inclinent avec régularité; leur pente de 15-20° se poursuit jusqu'au domaine de la ria, à peine adoucie au débouché des vallons adjacents.

Au total, l'environnement de la ria de Vivero est celui d'une topographie mûre, évoluée, et sans doute déjà ancienne. Aucune plage ancienne, aucun sondage, ne permettent de dire à quelle époque l'envahissement par la mer s'est produit dans cette auge fluviatile, mais il est vraisemblable de supposer que *les contours de la ria étaient préfigurés dès le Quaternaire ancien.* Nous avons en effet trouvé à *Castrelo,* soit à 2 km au S de Vivero, une coupe haute de près de 8 m, montrant que la vallée a d'abord été remplie par de l'argile kaolinique (3). On peut l'observer sur 2,20 m au moins; comme elle renferme quelques gros blocs de quartz, bien polis et usés, son origine sédimentaire ne fait aucun doute (kaolinite 70 %, illite 30 %). Un horizon de

(1) 40 m à la Pta Louseira, 20 m en arrière de la Pta Anchoura et au « wharf » d'embarquement de minerai de fer proche de Covas.

(2) Il n'est pas exclu qu'une faille soit en partie responsable du talus méridional, de Cruceiro à Aguadoce; l'abondance d'injections de quartz dans les falaises de la Pta Terra da Pedra, le prolongement du talus jusqu'à Jove alors que le contact entre les deux granites passe à l'E de Guilan au sein de la zone montagneuse, en suggèrent l'éventualité.

(3) Elle se situe vers 20 m à son sommet; la base visible reste donc supérieure au niveau zéro. A proximité, la roche en place a pu être observée. Aussi, la coupe ne représente-t-elle pas les sédiments remplissant le lit du Landro, mais ceux dans lesquels celui-ci s'est encaissé lors des régressions quaternaires.

sable assez grossier, lité, s'interpose parfois sur 2 m entre cette argile et une autre accumulation fine, encore partiellement kaolinique (40 % contre 60 % d'illite) et souvent plus sableuse, dont l'épaisseur varie de 1 à 5 m; 1,50 m de limon, d'abord homogène puis bientôt encombré de cailloux quartzeux légèrement retouchés, surmonte ce dépôt. Pour nous, ces argiles et sables intercalés, surmontés par des quartz, sont l'équivalent des accumulations de la ria de Arosa rapportées au Quaternaire ancien. Par ailleurs, nous avons précisé plus haut que les glacis dans la région de Lamaceo en arrière de la ria étaient déjà réalisés lors du dépôt des terrasses fluviatiles tyrrhéniennes de + 30 m, après avoir été préparés par une phase d'altération chimique (v. p. 439-400).

Ainsi, la ria de Vivero représente une auge assez ancienne, aux versants évolués dans les mêmes conditions que les rias bajas. La différence principale porte dans le rôle de la tectonique, ici absent de façon directe et récente, et remplacé, dans une certaine mesure, par celui de la lithologie.

La sédimentation dans la ria présente, on l'a dit, un net contraste de part et d'autre de Vivero. Au N, le sable est seul représenté dans les accumulations émergées ou découvertes à basse mer. L'essentiel s'ordonne autour de la *flèche de Covas,* adossée au continent à San Juan de Covas et au pied de la colline de la Misericordia. C'est donc d'abord un ensemble de criques et de plages dans lesquelles pointent quelques rochers alignés. Un médiocre champ de dunes occupe le haut de plage. Mais la partie orientale se transforme progressivement en une flèche libre, de plus en plus épaisse, et qui repousse le chenal d'estuaire en direction de Cilleiro. Aujourd'hui, un estran étendu s'étale en avant d'un champ de sable colonisé par la végétation et où les dunes manquent de netteté. Il dessine un crochet vers l'intérieur de la ria, mais se prolonge aussi sans découvrir à basse mer vers le NE. L'arc du cordon, concave vers le Nord, est bien entendu en équilibre avec les houles de N, les seules à pénétrer sans réfraction au sein de la ria; la courbure du crochet reflète la force du courant de flot, massivement admis jusque là. La plage d'*Area,* quant à elle, est un cordon sableux fixé à ses deux extrémités et faisant face au NW (1). Un rio réussit péniblement à le traverser obliquement. De petites dunes, de 2-3 m de hauteur, occupent le haut de plage. L'orientation de cette accumulation s'explique par le fait que le fetch principal, de NNW, se trouve dévié par l'îlot de Arca, et ne peut aborder le rentrant qu'avec une direction de NW. Abritée par ailleurs des vents de N, NE, SE, et S, elle n'est soumise qu'aux vents de secteur W (de WSW à NNW). Seul l'angle NE, touché par les vents forts de SW, en subit les effets et le sable s'étend conformément à ce fait jusqu'à Brieiro, soit sur 500 m à l'intérieur des terres, et jusqu'à l'altitude de 40-50 m.

Quant à la sédimentation vaseuse de l'amont, elle n'offre guère d'intérêt. Les schorres ont pris place dans les courbes convexes des méandres du Landro et sont devancés par une slikke exiguë, tandis que des bancs de sable occupent en quelques endroits le chenal d'estuaire. Des prairies de joncs ont été aménagées par les hommes dès les abords du Convento de Junquera, et occupent au S de Ruanova tout le reste du domaine affecté par la marée de salinité.

Plus modeste dans ses dimensions, ***la ria de Foz*** ne rappelle guère les traits de celle de Vivero. En premier lieu, elle se développe entièrement dans les schistes du Silurien et ne bénéficie d'aucun encadrement massif. C'est la rasa qui en forme toute la bordure orientale, recouverte par la terrasse du Masma entre Espiñeira et Aspera. La rive occidentale, inscrite pourtant dans les reliefs plus notables, n'est dominée que par des altitudes de 50 à 80 m. En second lieu, la sédimentation vaseuse y occupe plus de la moitié des espaces découvrant à basse mer. Les schorres ne sont cependant pas très développés; ils paraissent assez anciens et en cours de destruction (2). La slikke par contre offre plus d'étendue, et semble devoir son extension à la courbe désormais stable dessinée par le chenal du rio Masma. Les schistes, par la finesse des débris qu'ils libèrent, expliquent cette importance relative des vases. Pourtant, aujourd'hui le chenal est encombré de bancs sableux dont l'origine pourrait être soit un apport marin, soit

(1) Peut-être a-t-elle fermé une lagune ? (le nom donné à l'aldea de « Aguadoce » pourrait le suggérer). Si cela fut, elle a aujourd'hui disparu sous un manteau de sable issu du cordon dunaire.

(2) Le plus morcelé porte le remblai du chemin de fer Gijon-Le Ferrol. Le pont qui termine cet ouvrage a fixé maintenant le chenal.

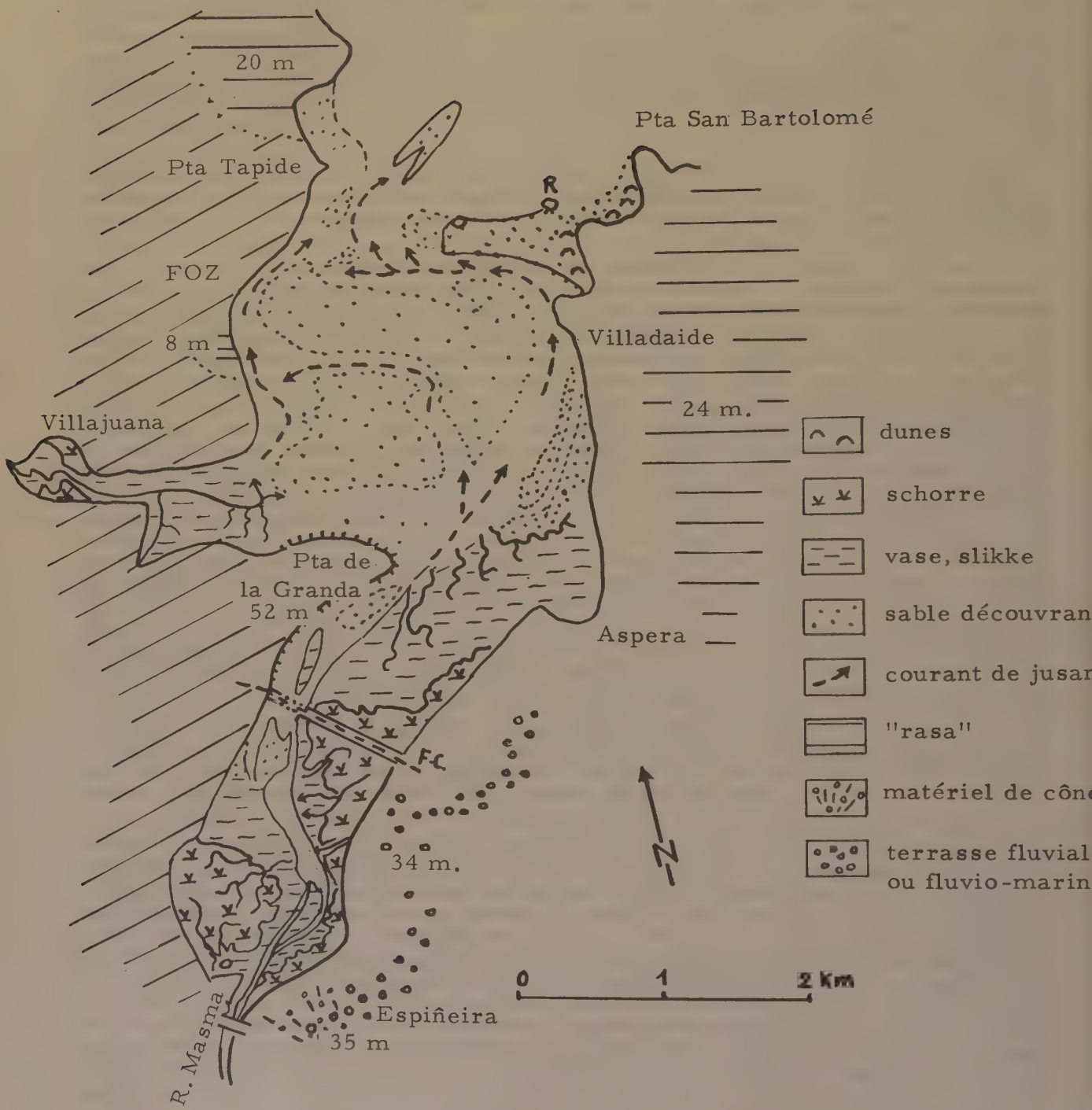


Fig. 79. — La ria de Foz, esquisse morphologique

l'arrivée des arènes du pays de Mondeñedo (1). Le sable occupe la partie la plus ouverte sur le large, en avant et en arrière d'une flèche à extrémité libre dont il a été question p. 442. Nous noterons ici seulement la position de cette « mid-bay bar », bien plus en aval que dans la ria de Vivero. Si, comme il est logique de le penser, de telles barres se forment là où la houle perd l'essentiel de sa force, cette localisation est très normale; la ria de Foz est abritée des houles de NW et de NNW, et ne s'ouvre amplement qu'en direction du NE. Or, de tels trains de vagues sont plus rares et plus faibles; ainsi, l'accumulation de sable peut-elle se réaliser assez près de l'ouverture sur le large *(v. fig. 79)*.

Nous ne disposons que de peu d'éléments pour discuter de l'âge de la ria de Foz. La terrasse à + 35 m d'Espiñeira, recouvrant un matériel de cône, indique à notre sens que le rio Masma avait déjà installé là son cours dès avant l'élaboration de la rasa, et avait bénéficié d'une phase active de façonnement des versants. Il n'y a pas lieu, en tous cas, de supposer que cette ria soit d'origine plus récente que les autres rias de la Galice du Nord (2).

La ria de Ribadeo nous retiendra plus longuement que celle de Foz car nous devons aux travaux d'I. Asensio Amor — seul ou en collaboration avec F. Hernandez-Pacheco — une connaissance détaillée de la sédimentation qui la remplit. Aussi lui ferons-nous de larges emprunts (3).

L'extension de cet estuaire, bien plus grande que celle de la rasa vers l'intérieur des terres [(218), p. 89] entraîne pour la ria un environnement très différent selon que l'on considère le secteur aval ou les secteurs intérieurs. Comme pour la ria de Foz, d'ailleurs, cette modification du contexte ne se produit pas à la même hauteur sur les deux rives. Ce fait, ajouté au tracé particulièrement rectiligne de la ria et aux traces d'accidents tectoniques (v. plus haut) nous conduit à voir dans cet estuaire long et bien calibré l'exploitation d'une cassure. Hormis le fait qu'il ne peut qu'être antérieur à la réalisation de la rasa, rien ne permet d'en fixer l'époque d'élaboration. Si la rasa est pliocène comme le supposent F. Hernandez-Pacheco et I. Asensio-Amor, il faut admettre que le creusement de la ria remonte au Mio-Pliocène. Mais si elle fut l'œuvre d'une mer tyrrhénienne, l'époque de creusement peut osciller entre le Miocène et le Quaternaire moyen. En l'absence d'indices, nous resterons sur une prudente réserve. Les résultats d'un sondage ancien à Vegadeo [(212), p. 17], n'apportent rien au sujet de l'hypothèse d'un âge pré-tyrrhénien. En effet, à — 17 m, sous des vases et des débris terreux d'érosion fluviale, un important banc d'huîtres a été rencontré (2 m d'épaisseur). Il repose sur 1 m de sables, eux-mêmes portés par 1 m de graviers recouvrant la roche en place. L'ensemble peut donc se rapporter à une même phase de remblaiement marin succédant à un apport continental de régression. L'examen des dépôts anciens aux abords de la ria nous apporte tout de même l'indication que les contours actuels étaient en gros acquis dès le Tyrrhénien II.

Le remplissage de la ria en tout état de cause est considérable : 21 m de sédiments à Vegadeo, des profondeurs inférieures à 5 m jusqu'à 600 m de l'embouchure, et inférieures à 10 m jusqu'à 400 m du large, soit à 9 km du fond, en sont le témoignage.

A l'heure actuelle, l'amont comporte une sédimentation uniquement vaseuse, dès avant le pont de Vegadeo. Des marais occupent le fond de l'estuaire à partir de Junqueira, tandis qu'en amont des prairies de schorre et des joncheraies remontent jusqu'à Ria de Abrès, limite de pénétration de la marée. A Vegadeo, le schorre dépasse de 1 m environ le niveau des hautes mers de mortes eaux, et de là s'étend sur 2,5 km vers le Nord au long de la rive Ouest, et sur

(1) La granulométrie grossière de ces sables suggère cette seconde éventualité (38,4 % $>$ 2 mm; 23,85 % entre 2 et 1 mm, 17,25 % entre 1 et 0,5 mm de diamètre.

(2) F. Hernandez-Pacheco et I. Asensio-Amor pensent que les rias cantabriques sont postérieures à l'élaboration de la rasa (pliocène selon eux) et résultent des oscillations eustatiques quaternaires, exception faite pour la ria de l'Eo (215), p. 73-74 et (218), p. 89. En fait la ria de Foz, comme celle de Ribadeo est plus profondément inscrite sur le continent que la rasa, au moins sur son rivage occidental, et doit être considérée de ce fait comme antérieure à elle.

(3) Voir (9), (10), (11), (13), (14), (15), (212), (213), (214), (218). Pour ne pas multiplier les notes infrapaginales, nous signalerons dans le texte les références à ces travaux par les seuls numéros de la bibliographie, suivis de l'indication des pages.

400 m de large. Ce schorre dut être développé artificiellement [(213), p. 12]. La slikke qui le prolonge sur 1,500 km jusqu'à hauteur d'El Puntal est partiellement l'objet d'une colonisation par des algues vertes. Des chenaux de jusant bien espacés en assurent le drainage de façon satisfaisante, et sans doute peut-on prévoir une très rapide couverture de ce banc vaseux. Frangeant l'autre rive, de l'autre côté d'un chenal encore peu profond (1), une slikke réduite borde un « junqueral » (ou joncheraie) artificiel au Sud mais naturel dans la baie de Vilabedelle au Nord. Cette dernière baie ouverte sur 350 m et profonde de 600 m, est le débouché d'un rio pourtant médiocre qui sinue péniblement dans la vasière. Au N d'El Puntal, la vase se cantonne dans les rentrants les plus notables, comme ceux de las Acenas et Villavieja. Dans ce dernier (150 × 110 m) la quasi-totalité de ce qui découvre à basse mer est une slikke tandis que le schorre est très restreint.

Dès la baie de Castropol, toute la *partie aval* de la ria est remblayée par les sables; encore un peu vaseux dans le secteur interne de l'anse de Castropol, ils sont encombrés de fragments grossiers issus des falaises au N de la baie de Villavieja. Au vrai, le mélange avec les galets est assez rare (Pta de Cabanela); les fragments usés en galets — émoussé = 230-240 environ — restent le plus souvent au pied de la falaise où ils forment un cordon tandis que le sable constitue la moitié inférieure de l'estran comme au Cargadero [cf. (13)]. Les étendues de sable fin se rencontrent surtout sur la rive orientale de la ria près de son ouverture sur le large à Figueras, Arnao, tandis qu'en face, à la Pena Furada, seuls les blocs et les galets sont représentés. Le large couloir calibré de la ria proprement dite est parcouru dans la partie vaseuse par un chenal unique qui se subdivise ensuite à partir de Castropol. La branche principale passe au long de la rive occidentale, alors qu'entre les autres bras des accumulations sableuses forment les « Tesos » ou « Tesones » [(13), (213)]. L'un d'eux, le « banco de la Berlinga », couvre l'espace entre Ribadeo et Castropol et découvre largement à basse mer; un chenal assez peu profond le divise (213) et un autre l'isole du vaste estran de l'Ensenada de la Linera; un autre, qui ne découvre pas à marée basse, réduit considérablement les profondeurs au S de l'Anse de Arnao (moins de 3 m aux grandes basses mers) (2). Un troisième, plus petit et qui n'émerge pas non plus, existe au N de Ribadeo.

I. Asensio s'est attaché à rechercher les modalités et les degrés de l'influence marine dans la ria de Ribadeo. En suivant la morphométrie des galets, et leur nature (9) et (11), il a montré que l'émoussé se dégradait nettement à partir de la Pta Cabanela (= Ribadeo) sur la rive W, pendant que l'usure dépendait plus directement des conditions d'exposition aux houles de NW sur l'autre rive, jusqu'à l'anse de la Linera (= Las Acias). En même temps, il y a toujours davantage de quartz là où l'émoussé est le plus fort. Le taux en quartz varierait donc en fonction de l'intensité des actions marines, le facteur local ne pouvant jouer beaucoup (3). De l'étude des sables, et du dosage du calcaire provenant des débris coquilliers, les mêmes conclusions se dégagent : le pourcentage de limon (éléments inférieurs à 0,06 mm) passe à 16 % et plus à partir de Villavieja vers l'amont, et atteint 25 % à la limite des marais sur la rive W; parallèlement, le calcaire est présent pour moins de 3 % à El Puntal, et disparaît dans les *marismas* (marais) alors qu'il comptait pour 59 % au N de Ribadeo. Sur les bancs du centre et dans les secteurs les plus ouverts de la rive orientale (Arnao, Figueras), les sables sont fins, usés; les coquilles caractérisent par leur abondance les bancs de la Carabela et les plages du NE (Arnao 92,8 %, Figueras 90,2 %). A partir d'El Barco, près de Castropol, le pourcentage de calcaire tombe et n'est plus que de 4,4 % à la Pta Veloso [(213), p. 19 à 23]. Ainsi, I. Asensio démontre que c'est l'ouverture aux houles de NW et de N qui seule permet l'intervention efficace de la dynamique littorale; cela d'une façon directe dans les baies d'Arnao et de Figueras, et après réfraction sur les Pointes de Penas Blancas et del Boy. Un mouvement tournant devant l'anse de Arnao doit favoriser les dépôts du banc de la Carabela, reporter le flot vers la rive occidentale avant qu'il ne vienne mourir sur les bancs de sable coquillier de las Berlingas. Les apports continentaux, en dehors des débris arrachés aux falaises sont surtout des limons, et très

(1) 0,50 m ou même moins sous le niveau des plus grandes basses mers.

(2) V. varte marine n° 2 939 (Bibliogr. C 2).

(3) Les quartz sont en effet présents dans les falaises de n'importe quel lieu en quantité sensiblement identique. Les schistes, comme le suppose I. Asensio, se détruisent plus rapidement sous l'effet des fortes houles.

probablement aussi des vases. En effet, il faut souligner la pauvreté de celles-ci en calcaire (el Puntal 2,9 %, Marismas 0 % [(213), p. 20] et la nature des argiles qui s'y mêlent. Les minéraux illitiques sont prédominants (illite = 60 %) (1). Or, la décomposition actuelle des schistes de Ribadeo fournit dans la catégorie des argiles 30 % d'illite pour 70 % d'édifices à base de feuillets de type vermiculite (10-14 Å). La tendance actuelle est à un colmatage accéléré, dans la ria de l'Eo, selon F. Hernandez-Pacheco et I. Asensio-Amor (213). Ils en rendent responsable la vague de déforestation de l'arrière-pays des XIII^e^-XIV^e^ siècles qui sévit dans toute la région cantabrique (214) et s'est poursuivie dans les quatre derniers siècles [(213), p. 12]; de même le développement artificiel des marais et un déséquilibre dans le régime des courants, à la suite de la fixation des chenaux. Tout ceci, en réduisant le volume d'eau susceptible d'entrer et de sortir de la ria, a dû selon ces auteurs accentuer le colmatage en maints endroits [(213), p. 12-13].

Une preuve de l'importance de ces problèmes nous est fournie par la simple comparaison entre une carte marine dressée d'après des plans espagnols de 1918, et celle qu'a établi tout dernièrement D. Benito G. Espina (2) : modifications des contours des « tesones » de las Berlingas, élargissement des bancs sableux ou sablo-vaseux situés en amont de Castropol-Villavieja et rétrécissement du chenal concomitant, telles sont les modifications principales. Autre preuve encore que la nécessité impérieuse de poursuivre les dragages du chenal d'accès à Ribadeo, qui tend à se rétrécir dangereusement.

La côte cantabrique surprend donc surtout par les contrastes qu'elle offre; entre les falaises médiocres mais continues de la zone de rasa et l'irrégularité du secteur granitique; entre la pauvreté des accumulations côtières et le remplissage des rias. Mais ces nuances sont bien insignifiantes à côté des différences créées entre les pays granitiques et les pays schisteux, tant dans l'arrière-pays que plus près des rivages. Elles laissent de toute façon une priorité indiscutable au problème de l'énigmatique banquette et de son obsédante perfection.

(1) Autres minéraux : Chlorite : 10 %, Kaolinite : 20 %, Vermiculite : 10 %. Ces deux derniers proviennent des sols; illite et chlorite sont fournis par la roche schisteuse elle-même.

(2) Une photocopie de cette carte de 1957 nous a été fournie par l'auteur grâce à l'obligeance de D. Isidro Asensio Amor.

SEPTIÈME PARTIE

LES CARACTÈRES MORPHOLOGIQUES GÉNÉRAUX DE LA GALICE ATLANTIQUE

Au cours des pages consacrées à l'étude des unités naturelles qui forment la Galice du Nord et de l'Ouest, nous avons bien çà et là fourni des indications ayant à nos yeux une certaine valeur générale. A vrai dire, celle-ci n'est apparue qu'à la lumière de l'analyse morphologique locale, ou à celle de confrontations avec des données connues par ailleurs. Le lecteur, à juste titre, trouverait qu'il manque une vue d'ensemble à notre travail, si nous ne rassemblions pas les éléments acquis ainsi progressivement. Un chapitre consacré au regroupement des conclusions principales va permettre de présenter une sorte de reconstitution de l'histoire morphologique qu'a connue la Galice; cette histoire étant, à des stades successifs, confrontée à ce qui est connu d'autres régions avoisinantes ou comparables. Nous avons pensé aussi qu'il pouvait être utile de dégager les formes du relief continental ou littoral les plus représentatives de notre région, et de discuter les conditions d'acquisition de leurs aspects. Regrouper les traits signalétiques des types de paysage (traits topographiques et génétiques) permet de mieux intégrer les éléments de notre analyse dans la géographie générale. Telle est du moins l'ambition de notre dernier chapitre.

CHAPITRE I

L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE GÉNÉRALE

Certaines grandes questions ont déjà été débattues dans l'étude régionale. Il le fallait bien, sous peine de nous limiter à une pure description et de perdre les fils directeurs de notre présentation. En les reprenant ici, nous insisterons sur les conclusions ayant à nos yeux un intérêt général, et étant susceptibles d'être mises en parallèle avec celles qui ressortent d'autres recherches. Dans cette comparaison, l'évolution du relief galicien apparaît d'une part commune à celle d'un domaine bien plus vaste, d'autre part originale : et partant, d'interprétation délicate. Ce massif ancien, profondément marqué par l'orogénèse hercynienne, fait partie de la communauté des vieux socles aplanis, puis rajeunis au Tertiaire, que l'on trouve répartis autour de l'Atlantique du NE; mais il participe aussi des ensembles cristallins de Méditerranée occidentale. Peu individualisée des premiers jusqu'au cours du Tertiaire, la Galice se rapproche des seconds à partir du milieu de cette ère. Toutefois la persistance d'une ambiance d'humidité est un autre fait majeur. Elle y fait subsister des caractères nettement subtropicaux jusqu'à une époque tardive du Tertiaire, marque de son empreinte les faciès des sédiments quaternaires (anciens ou récents), et singularise l'évolution passée et présente des versants. *Dans une large mesure, la Galice occidentale offre un assez bon terrain d'étude d'un milieu morphoclimatique encore trop peu connu : le domaine subtropical.* Car le climat tempéré chaud et humide actuel, et même les épisodes du froid quaternaire n'ont pas trop défiguré les paysages façonnés durant la longue période où notre région connut sans restriction ce type de modelé.

La présentation de nos conclusions suivra un ordre chronologique et logique à la fois, le paysage à chaque phase intégrant des traits hérités des périodes qui l'ont précédé.

A. — L'ÉLABORATION DES SURFACES D'ÉROSION PRINCIPALES

Nous avons dit (v. p. 33 et suiv.) que le socle de la Meseta fut soumis de façon continue à l'érosion subaérienne, et que, réduit à un dôme surbaissé après la réduction du relief hercynien, le « massif asturo-galicien » subit, durant tout le Secondaire, des retouches difficilement appréciables. Les bordures sédimentaires sont trop lointaines (Beira littorale, région de Santander, provinces de Burgos, León ou Zamora) pour que l'histoire pré-tertiaire de la Galice occidentale puisse être déduite de ce qu'elles ont enregistré. Ce qui est à peu près assuré, c'est qu'au Crétacé supérieur ou à l'Infra-Eocène, la périphérie du socle émergé se présentait comme une surface polygénique. Il est probable qu'une topographie usée par 150 millions d'années d'émersion au moins devait avoir en Galice un caractère identique. A l'orée du Tertiaire, le climat était « kaolinisant », franchement tropical — les silicifications des grès de Busaco ou de Coja (Portugal) le prouvent aisément. Il n'y a rien là qui surprenne, les mêmes conditions régnant alors également

sur l'ensemble de l'Europe occidentale (1). Mais l'essentiel du relief de la Galice occidentale n'est pas constitué que par cette vieille topographie. Des aplanissements tertiaires l'ont modifiée, après que des mouvements tectoniques se soient manifestés.

1) Les reliefs résiduels

Nous allons revenir sur l'érosion éogène. Auparavant, il faut préciser ce qui a été conservé du modelé provenant de ce long passé. Tâche plus que difficile, car il en subsiste assez peu de choses en Galice occidentale. A notre avis, c'est davantage à l'E de la Galice, et au Portugal, que cette entreprise devra être menée. En outre, il est probable que même là une étude fouillée ne pourra pas reconstituer les détails d'une histoire assez longue. On voudra bien nous pardonner de ne pas nous y être attardé ici. Les éléments les plus importants qui nous paraissent hérités des temps secondaires sont, dans notre champ de recherches, les « sierras » qui nous ont servi de limite interne. Leur profil est généralement lourd, leurs sommets aplanis, quoique constitués de roches variées *(cf. fig. 12)*. Leur volume actuel dérive de horsts rongés. En effet, si à l'origine ces reliefs culminants ont été circonscrits par des failles, comme leur disposition, leur alignement (La Loba, Serpe...), et le tracé de l'hydrographie environnante le suggèrent, leurs contours sont le fait de l'érosion tertiaire qui a mordu sur ces blocs inégalement et diversement soulevés. Sur les surfaces éogènes, les sierras devinrent des Inselberge, séparés les uns des autres par des couloirs (Guittiriz, hautes vallées de l'Ulla et du Pambre) qui raccordent les plateaux de Galice occidentale à ceux de Galice intérieure. *Aucun dépôt n'ayant été trouvé jusqu'ici sur leurs sommets, nous ne pouvons pas assigner d'âge précis aux hautes « surfaces des sierras »*. Il n'a pas non plus été conservé de sédiments pré-tertiaires dans les zones fracturées qui les cernent. Si bien que l'époque à laquelle eurent lieu les mouvements qui en firent des horsts est tout autant ignorée. Or, c'eût été important de la connaître.

Nous en sommes réduit aux conjectures. Pour l'âge de la surface des sierras, le choix est vaste entre une surface posthercynienne et un aplanissement éogène. Le seul élément susceptible d'être précisé est l'ampleur de la dénivellation qui la sépare des surfaces éogènes voisines; de la Loba au Careon, entre Eume et Ulla, elle se tient entre 140 et 240 m selon les lieux. Au Sud de l'Ulla et du Lerez surtout, les sierras s'élèvent davantage, dépassant 1 000 m fréquemment. Mais les plateaux qu'elles dominent eux aussi se relèvent; de ce fait, leur commandement est le plus souvent de l'ordre de 200 m (il dépasse rarement 300 m). Sans aucun doute, la pédimentation qui suivit entre pour une part dans la réalisation de cette dénivellation. Mais l'altération différentielle n'engendre qu'exceptionnellement un pourrissement de la roche sur une aussi grande épaisseur, même en milieu tropical; l'indifférence des contours vis-à-vis de la disposition des terrains prouve qu'il y a bien eu soulèvement. D'autre part, celui-ci fut d'envergure, si l'on en juge par l'importance de l'alignement de reliefs qu'il a fait surgir : rien qu'en Galice occidentale, de Puentes à la frontière portugaise (et cela se poursuit vers le Sud), les sierras s'allongent sur 140 kilomètres — le relèvement des altitudes du Nord au Sud est le résultat d'un mouvement du sol ultérieur, comme on le verra. Selon P. Birot et L. Solé, ces reliefs témoins d'une topographie ancienne sont des éléments avancés de la « dorsale galicienne » qui en a conservé de plus vastes fragments au Portugal et dans la Sierra de Segundeira ou celle de Quieja (1 700 m) (2). *La fracturation du socle s'inscrit donc dans un contexte assez vaste, ce qui exclut d'y voir une simple intervention tectonique localisée.*

(1) Bassin Parisien (A. Cholley), Massif Central (H. Baulig, J. Beaujeu-Garnier par ex.), Bretagne (R. Musset, A. Guilcher entre autres), etc. Des indications assez détaillées figurent notamment in (27), p. 84 et seq; p. 91 et seq.

(2) P. Birot et L. Solé (57), p. 58. Ces reliefs sont séparés de ceux qui nous occupent par une série de bassins tectoniques (Antela, Maceda, Monforte) qui rendent les corrélations bien difficiles.

On peut alors penser à une orogénie « pyrénéenne » (pré-sannoisienne) ou « savique » (pré-stampienne) (1). Etudiant la Cabrera Alta, N. Llopis et J. M. Fontboté ont admis que des accidents saviques ont dénivelé un niveau d'érosion ancien par rapport à une surface tertiaire pré-miocène (2); et sur le rebord leonais des Monts Cantabriques, des sédiments conglomératiques post-crétacés, qui attestent déjà une première tendance au soulèvement, furent eux-mêmes déformés à un moment que J. M. Mabesoone rapporte à la même phase (3). Dans les Asturies et surtout les Pyrénées, l'activité tectonique se manifeste dès la fin du Secondaire et à l'Eogène (cf. les travaux de Karrenberg et de N. Llopis aux Asturies, de Casteras, Mangin et autres dans les Pyrénées). Il en va de même en Sardaigne, en France etc... (4). Il nous faudrait, si l'on opte pour la phase pyrénéenne, considérer la « surface des sierras » comme polygénique, et terminée au Crétacé ou à l'Eocène inférieur. Elle pourrait alors s'identifier à celle que fossilisent au Portugal les grès de Busaco, et en Castille l'Eocène de Ciudad-Rodriguo ou de Zamora : cf. (43), (45), (167), (470), (455), (472), (473). Une datation du soulèvement de l'époque savique impliquerait par contre que l'aplanissement culminant a pu s'élaborer jusqu'au Paléogène compris (surface « éogène »). Notre préférence va à la première option, sans qu'il s'agisse pour nous d'une adhésion sans réserve.

Hors des sierras, il reste peu de témoins des vieilles surfaces en Galice occidentale. Un chapelet de bosses résiduelles qui doivent en dériver s'égrène au long de la ligne de faîte qui sépare le domaine des bassins de Puentes, Roupar et Lugo du versant cantabrique. Parfois l'aspect de horst reste bien visible, et les altitudes s'en ressentent (Sierra de Gistral, Mte Carbo). Mais assez souvent, ces lambeaux n'ont dû de subsister qu'à leur position particulière. Leur commandement est alors assez réduit, et nous donne peut-être seulement la valeur de la tranche de terrain qui fut enlevée par les aplanissements ultérieurs : inégale bien entendu selon les endroits, la nature des terrains, la largeur de l'interfluve, elle oscille entre 80 m (Fontardion) et 120 m (Caxado). Dans le secteur le plus occidental, c'est à quelques Inselberge isolés que se limitent les témoins du relief pré-tertiaire : Massif de la Ruña et Mte Aro dans la Cuenca de Jallas, Pico Sacro (rio Ulla), Sierra de la Grova et Sierra de Galiñeiro au Sud de la ria de Vigo. Tous ou presque sont, cette fois, conservés à la faveur d'une lithologie particulière : (granites leucocrates, gneiss à riebeckite, filon massif de quartz; cf. p. 28, 55, 262, 263). Les chicots culminants de la Grova, seuls ne rentrent pas, à notre sens, dans la catégorie des « Härtlinge ». Il n'est plus question d'ailleurs, pour ces reliefs isolés, d'y retrouver des traces d'aplanissement ancien.

2) La planation éogène

L'essentiel des aspects des plateaux galiciens résulte du développement, sur la topographie usée préexistante plus ou moins déformée par les mouvements responsables des « sierras », d'aplanissements étendus et particulièrement réguliers. Nous les avons dénommés fréquemment, après P. Birot et L. Solé (57), « surfaces fondamentales » ou « surfaces principales ». Leur extension fut sans aucun doute facilitée par la faiblesse des volumes à réduire, à quelques exceptions près, et par la profonde altération kaolinique du socle durant les climats tropicaux du Secondaire. La tranche des terrains déblayés ne semble pas considérable en effet, si l'on en juge par la hauteur relative médiocre de ceux des chicots résiduels qui ne sont pas des horsts.

Ce « coup de rabot » généralisé a dû se produire au cours de l'Eogène et se décompose en deux niveaux distincts. En effet, ils sont associés presque partout; sur le versant cantabrique

(1) H. Stille (476).
(2) N. Llopis et J. M. Fontboté (284 bis), passim.
(3) J. M. Mabesoone (300), p. 173.
(4) V. par ex. Pelletier (395), p. 462-463; J. Beaujeu-Garnier (27), p. 52 et suiv.; J. Tricart (511). Géomorphologie des régions de plate-forme.

comme à la périphérie des bassins intérieurs; dans les cuvettes du Tambre supérieur et du Jallas comme sur bien des blocs soulevés de Galice occidentale (Cedeira, Pico de Meda, Sta Mariña) et méridionale (Costoira, Espiñeira et Muralla, Castrove ou plateaux de la Grova et de Pinzas). D'une façon générale, la dénivellation qui les sépare reste comprise entre 80 et 120 m, et résulte manifestement de l'érosion plutôt que de la tectonique. Tantôt c'est le niveau supérieur qui l'emporte en extension et continuité, tantôt le niveau inférieur, dit « aquitanien », occupe au contraire l'essentiel des interfluves actuels. Le premier cas correspond le plus souvent aux secteurs intérieurs proches des sierras; il est aussi prédominant en région de roche résistante. Le second cas paraît associé, fréquemment, aux domaines schisteux étendus, ou aux cuvettes engendrées par le gauchissement des plateaux. La différence d'altitude qui les individualise est dans l'ensemble plus médiocre que celle qui isole la surface sommitale des sierras de la « surface fondamentale supérieure ». Elle est aussi plus constante, plus régulière. Cette observation, ajoutée aux faits de répartition des plateaux que nous venons d'énoncer, nous semble indiquer que le niveau d'érosion fini-oligocène s'est fait à la suite d'un soulèvement très modéré de l'ensemble du socle galicien. Car la dénivellation tient compte sans doute déjà d'une altération superficielle du type de la « Doppelte Verebnungsfläche » de Büdel. Nous sommes enclin à rattacher ce bombement épirogénique étendu, soit à un soubresaut assourdi de la phase « pyrénéenne », soit à un écho amorti du soulèvement savique (1). Il se pourrait aussi que ce soit l'amorce de l'importante fracturation qui va affecter la Galice au Miocène.

On ne doit pas exclure cependant l'hypothèse que la vague de pédimentation qui différencie la « surface aquitanienne » de la « surface supérieure éogène » soit née d'une dénivellation dans le niveau de base atlantique. Cette éventualité pourrait être retenue à la condition que, sur les plateaux de Galice orientale, on ne retrouve pas ce dédoublement si général à l'Ouest. En l'état actuel des recherches morphologiques, la réponse ne peut être fournie, car nous ne disposons pour la partie E de la province que d'investigations préliminaires, ou d'études très localisées. Tous les chercheurs admettent que les étendues de plateau se rapportent à *une* planation pré-miocène. P. Birot et L. Solé (57) donnent cet âge à la « surface de Chantada ». Dans la région de Leon, les terrains discordants sur le socle nivelé sont sarmatiens (2). A l'Est du Bierzo, W. J. Sluiter et A. J. Pannekoek ont établi le passage latéral des terrains du « faciès d'Astorga » aux dépôts vindoboniens du bassin de Douro. Or, les sédiments de ce faciès recouvrent une surface d'érosion dite « de Brañuelas », qu'ils datent : « du Miocène ancien au plus tard, Burdigalien ? » (3). De même, en Cabrera Alta, il existe une surface pré-miocène distincte d'un niveau plus ancien morcelé, selon N. Llopis et J. M. Fontboté, lors des mouvements de la phase savique (4). Mais ce n'est qu'une fois examinés les paysages de Galice orientale qu'un accord éventuel pourra être établi fermement.

Quoiqu'il en soit, divers arguments nous empêchent de trop séparer dans le temps la réalisation de nos deux niveaux : leur similitude d'aspect est évidente; planéité, saillie de reliefs en roches chimiquement résistantes (quartz, quartzites, granites hololeucocrates) dont les flancs sont souvent raides et dépourvus de débris (« *galiñeiros* »). Les secteurs les plus caractéristiques à cet égard sont ceux où affleurent les barres de quartz et de quartzites (N de Puentes, Pico Sacro) et les éclogites (Sierra de Capelada, Ortegal). Rappelons aussi que les lignites miocènes basculés de Boimorto ont été trouvés aussi bien sur l'une que sur l'autre de ces deux surfaces déformées (Santiago de Boimorto 500 m, Arceo 380 m). Nous n'avons pour l'instant aucun moyen, malheureusement, de mesurer le laps de temps qui sépare l'élaboration des deux niveaux. Nous savons seulement que l'*aplanissement inférieur, grâce à la sédimentation conservée dans les bassins de Roupar et de Puentes — se rapporte à l'Oligocène supérieur ou moyen,* (v. pages 82 et 90), d'après les fossiles fournis par des marnes verdâtres trouvées en ces deux endroits (hydrobies, potamides, sphaerium, mélanides, cyclostomides). On peut sans doute mettre ces

(1) L. Solé estime qu'à l'époque savique, la façade atlantique de l'Espagne ne connut que des « mouvements doux » (472), p. 264-266.

(2) L. Solé Sabaris et N. Llopis Llado (472), *passim*.

(3) N. Llopis et J. M. Fontboté (284 bis).

(4) N. Llopis et J. M. Fontboté (284 bis).

dépôts en relation avec d'autres sédiments espagnols, datés de l'Oligocène, et contenant les mêmes fossiles : province de Burgos (1) province de Guadalajara (2).

Autre fait majeur, ces sédiments marneux contiennent de *l'attapulgite*. Ce type d'argile néoformée suppose des conditions bien particulières de formation, soulignées fortement dans la dernière mise au point de G. Millot (3). Leur constitution suppose un « milieu confiné basique » où se développent alternativement des sédiments carbonatés de précipitation chimique (marnes magnésiennes) et des minéraux silicatés néoformés « à partir des produits de lessivage des continents sous des climats latéritiques ou fortement hydrolysants ».

Ainsi se trouve démontré que les conditions climatiques d'alors se rapprochaient de celles que connurent les cuvettes africaines au Tertiaire, en période de « biostasie » (4). La nature même des sédiments (marnes), la présence d'illite en quantité notable aux côtés de l'attapulgite indiquent *une ambiance générale de savane*, plutôt que de forêt : milieu morphoclimatique particulièrement apte à favoriser le développement d'aplanissements étendus (pédimentation) et à réaliser des conditions de sédimentation basique.

La présence de ce type de dépôts corrélatifs n'existe d'ailleurs pas qu'à Roupar et à Puentes en Galice. I. Parga nous a indiqué l'existence de sédiments marneux, avec banc de calcite, dans le bassin de Sarria situé à 85 km à vol d'oiseau au SE de Roupar. Nous les avons examinés, vers 520 m d'altitude, sur le flanc oriental flexuré de cet alvéole tectonique dont P. Birot et L. Solé avaient déjà donné une description il y a dix ans (5). L'attapulgite et la sépiolite y sont très bien représentés et pourraient être contemporaines de celles de Roupar ou de Puentes (6). Quoique ces minéraux apparaissent d'une façon fréquente surtout dans les sédiments éocènes dans les bassins de Paris et d'Aquitaine ou le sillon Rhodanien (7), ils sont connus à l'Oligocène, spécialement en Espagne, Bassin de l'Ebre et du Douro [cf. (168)] et dans le Midi de la France (Gard).

De toute façon, la conclusion qui s'impose est celle-ci : les surfaces fondamentales ont dû s'élaborer au cours d'une période qui va de la phase tectonique responsable de la saillie des sierras (pyrénéenne ? savique ?) et la fin de l'Oligocène. *Le plus bas des niveaux d'érosion est très certainement fini-oligocène, le plus élevé probablement sannoisien ou stampien* (8). Le doute subsistant, nous l'avons désigné sous le vocable de « surface supérieure éogène », l'aplanissement inférieur étant appelé « aquitanien », ou « fini-oligocène ». Souvent aussi, par commodité, nous les avons associés sous le nom de « surfaces éogènes », ou « éo-oligocènes ». A notre avis d'ailleurs, le problème de leur datation précise reste mineur, du moins en Galice occidentale. Cette région ne serait pas la seule à offrir dans ses paysages deux pédiplaines d'âge voisin : on admet en Limagne une surface infra-oligocène et une autre fini-oligocène; en Limousin existerait un aplanissement sannoisien, nettement biseauté au Burdigalien (9).

(1) Larrazet (260), p. 372.

(2) De la Concha (109 bis) y signale, dans l'Oligocène lacustre, la présence de *hydrobia dubuissoni* et de *planorbis Sandbergeri* (p. 159-162).

(3) G. Millot (336 bis), p. 204-206, 235-236, 305-320.

(4) H. Ehrart (138), p. 13.

(5) P. Birot et L. Solé (57), p. 26. Pour ces auteurs, c'est la « surface de Chantada » qui est flexurée, c'est-à-dire la surface fondamentale prémiocène, comme l'est celle de Roupar (aquitanienne).

(6) J. Lucas, H. Nonn et H. Paquet (299), p. 227-233.

(7) Voir Millot (336 bis), p. 204, Kulbicki (256) et Deschamps (134 bis), Cavelier (99), Michel (332), Pomerol (396).

(8) R. Stickel (475 bis) admettait une pénéplaine oligocène dans le NW de l'Espagne, mais, pour les éléments les plus hauts du relief (point de départ de l'érosion cyclique).

(9) Voir M. Derruau (132) et autres travaux, J. Beaujeu-Garnier (27), (28) et la publication de Bomer sur le Limousin (Mem. et Doc. C. N. R. S., 1954).

B. — LES PROFONDES TRANSFORMATIONS DU NÉOGÈNE

Le Miocène est l'époque de la différenciation des reliefs galiciens, celle aussi d'une kaolinisation fort importante des roches du socle cristallin et métamorphique, celle encore de l'élaboration d'un niveau partiel d'érosion, inscrit à la périphérie des plateaux fracturés et surélevés en beaucoup de points du territoire galicien. On perçoit dans cette énumération combien les paysages actuels sont redevables aux transformations réalisées durant ces quelques seize millions d'années. Par commodité, nous allons analyser séparément les conditions climatiques et l'histoire tectonique, d'autant que les mouvements du socle ont dû se poursuivre au cours du Pliocène. Mais il va sans dire que les formes de relief ont été réalisées par la conjugaison de ces deux ordres de facteurs.

1) Les conditions climatiques

Très probablement, l'ambiance climatique miocène singularise fortement la Galice occidentale du reste de la province et du rebord Ouest de la Meseta. A l'Est de notre région, les sédiments rencontrés dans des bassins tectoniques et rapportés au Miocène reflètent dans leurs faciès d'une part la surrection d'un relief assez puissant (conglomérats, fanglomerates), d'autre part une tendance assez générale à la sécheresse. Le contraste que l'on ressent de nos jours en quittant les steppes de Leon, puis les versants encore peu couverts des bassins de Ponferrada ou de Quiroga pour pénétrer dans les paysages boisés ou plantés de vigne et de maïs du Bas-Miño devait déjà exister au Miocène. La comparaison des terrains de cette époque accumulés dans les alvéoles tectoniques de Monforte, Sarria et Ponferrada d'une part, de Puentes de Garcia-Rodriguez, Meirama, Tuy, Budiño, d'autre part, « parle » abondamment dans ce sens. Si à Sarria et à Roupar ou Puentes les marnes à attapulgite sont contemporaines, il devient évident que la différenciation s'est produite dès le Vindobonien, pour le moins. Et l'on peut penser que c'est à la surrection de la « dorsale galicienne » disloquant les surfaces éo-oligocènes qu'elle est due : l'influence de l'Atlantique se trouve stoppée rapidement; les régions intérieures de Galice participent désormais davantage du domaine sec que des provinces riveraines de l'Océan (1).

Dans le bassin de Monforte s'est accumulée une masse de 100 m de sédiments rapportés par P. Birot et L. Solé au Sarmatien par analogie avec ceux de la région de Leon (2). Il s'agit de limons argilo-sableux rouge brique, dont la finesse est originelle; en effet la phase minérale argileuse est, pour l'essentiel, constituée d'illite bien conservée. Sur le bas des versants sud-occidentaux, un autre faciès, gris verdâtre, comporte un mélange d'argile et de sables quartzeux non usés, ou feldspathiques peu altérés. L'illite est encore dominante à cet endroit quoique la kaolinite soit un peu moins rare (3). Sur les marnes à attapulgite-sépiolite de Sarria, les mêmes

(1) Que dire du contraste qui sépare les formations miocènes de Galice de celles que présentent O. Riba (416) dans le Bassin de l'Ebre, Royo-Gomez *en Castille* (437), (438) et Crusafont Pairo (118) ?

(2) P. Birot et L. Solé (57), p. 25-26 et 27.

(3) L'argile rouge, sous les « rañas », comprend 90 % d'illite, 10 % de kaolinite; les argiles à sables feldspathiques sont formées pour 60-70 % d'illite, 10 à 30 % de kaolinite, 0-30 % de montmorillonite (ou édifice gonflant). Rappelons que ces valeurs en pourcentage sont purement indicatives d'un ordre d'importance, destiné à permettre des comparaisons au sein d'une série d'analyses portant sur des échantillons que l'on désire confronter (principe adopté par le laboratoire des Argiles de MM. Millot et Lucas à Strasbourg).

argiles rouges illitiques sont représentées (1), de même que dans le « couloir » de Rubian qui relie ce bassin à celui de Monforte. Le Bierzo apporte des indications concordantes, et plus complètes, à la suite du travail de W. J. Sluiter et A. J. Pannekoek (2). Dans les conglomérats grossiers et rouges des bordures, engendrés par la surrection du relief encadrant, les produits fins à base de kaolinite issus de l'altération pré-miocène ont déjà disparu en grande partie; les argiles présentes sont une fois de plus illitiques pour l'essentiel. Le faciès le plus étendu, dans la partie centrale du bassin (« faciès de Santalla ») offre une composition argileuse très voisine, quoique la granulométrie d'ensemble soit plus fine. Elle ne devient sablo-graveleuse que vers le haut (sables quartzeux, ou feldspathiques micacés, en bon état de conservation) alors qu'en profondeur les couches deviennent plus calcaires. Il y a cependant davantage de montmorillonite (10-30 %). Dans un autre faciès situé sur la « surface de Brañuelas » (prémiocène) où les sédiments occupent des dépressions entre des rides de quartzite faisant saillie, on rencontre des argiles où figurent : l'illite, la kaolinite (pour 20-50 % cette fois) et dans un échantillon seulement, l'attapulgite. Or, les auteurs rapportent ce faciès au Vindobonien. Apparemment, en secteur de relief peu vigoureux (haute surface), les conditions de l'Aquitanien ont dû se prolonger dans une partie du Miocène, tandis qu'en secteur de topographie vigoureuse les sols ne pouvaient se développer suffisamment pour protéger la roche d'un fort ruissellement; selon les auteurs, le régime de transport des débris devait être celui de régions chaudes subhumides, à forts contrastes saisonniers, et les conditions de la sédimentation dans le bassin favorables à des concrétionnements calcaires, voire à la néoformation de montmorillonite.

On ne doit pas être surpris de voir se maintenir quelque temps la sédimentation à attapulgite dans le Miocène; J. Alonso et J. Galvan en citent dans le bassin du Douro et Martin Vivaldi et *Al...* dans la province de Sarragosse (3).

En regard, que trouvons-nous en Galice occidentale ? Dans le remarquable bassin de Puentes, étudié en détail dans le chapitre I de notre Seconde Partie (p. 86 à 93), s'accumulent au cours du Miocène des argiles et des lignites. On soulignera en passant qu'aucun sondage n'a rencontré de débris grossiers de type conglomérat (4). Dans la partie inventoriée du gisement, qui correspond au Tortonien (Vindobonien supérieur) et au Pontien entassés sur plus de 70 m de hauteur (5), tout indique une ambiance chaude et humide, un milieu forestier, un climat kaolinisant. Les lignites nous donnent l'image d'un boisement dont la densité et la composition floristique connaissent quelques nuances, mais qui subsiste sans « crise » grave au long du Vindobonien et du Pontien. Le caractère reste tropical, semble-t-il, dans les niveaux non exploités du gisement et les parties basses de la zone d'extraction : palmiers de type *sabal* ou *granophyllum*, sapotacées, simarubacées, pins (type *haploxylon*) en sont les principaux témoins. La présence de *Myrica* cf. *faya* évoque l'étage du « Monteverde », ou « Laurasilva » des îles Canaries (6). Progressivement, le relais est assuré par les *Engelhardtia*, les cupressacées et taxodiacées; *Pinus* type *silvestris* se développe au détriment de l'*haploxylon*. Une ambiance subtropicale s'installe. La forêt ressemble à celles de Chine, de Corée ou du SE des Etats-Unis (7). Le développement d'espèces « récentes » : *Carya*, puis *Betula*, *Corylus*, *Carpinus* traduit ensuite un abaissement thermique qui se perçoit vers la fin de la sédimentation ligniteuse visible; mais l'humidité

(1) Illite 80 %, kaolinite 10 %, montmorillonite 10 %.

(2) W. J. Sluiter et A. J. Pannekoek (**467 bis**).

(3) Galvan et Alonso (**168**), Martin Vivaldi et *Al...* (**312 bis**).

(4) Sur le bord occidental du bassin, près d'Espiñaredo, des sondages ont fourni à la base des lignites, mais dans une zone faillée, une argile riche en illite (70-80 %) avec 20-30 % de kaolinite. On ne peut évidemment pas en déduire de conclusions valables pour l'ensemble de la cuvette. Ce peut être un faciès détritique local.

(5) Pour la discussion de cette attribution au Tortonien-Pontien, v. p. 93 texte et notes bibliographiques même page. J. Médus (**321**) a confronté en particulier nos lignites avec les sédiments étudiés par H. Alimen et J. Sauvage (**2**), Bauza-Rullan (**26**), Menendez-Amor (**324**), C. Sittler (**466**) et bien d'autres.

(6) M. de Teran (**487 bis**), p. 176-183. C'est une formation mésophile fermée, avec strate arborescente, épaisse, passant à un bois ou un maquis haut et touffu. Elle se place dans la zone des brouillards qui, condensés par les feuillages, donnent un crachin qui s'ajoute aux pluies; celles-ci passent alors de 900 mm en secteur découvert à 2-3 m sous le couvert forestier (alt. 800-1 200 m).

(7) C'est un caractère fréquent dans le Néogène d'Europe occidentale et qui dut persister dans le Pliocène portugais, selon P. Birot (colloque C. N. R. S., Lyon 1952), p. 106-110.

reste considérable; elle constitue un trait fondamental et persistant (sept millions d'années peut-être !) au long du Miocène, mise à part une assez courte période à tendance plus sèche.

Dans ce milieu chaud et humide les sols sont bien développés car l'altération va bon train. Nous en voulons pour preuve la quantité de kaolinite qui se trouve associée à la sédimentation ligniteuse et intercalée avec elle à Puentes, à Meirama, à San Saturnino (Cantallarana). La coupe de Puentes, et deux sondages dont les échantillons-témoins nous ont été fournis, nous ont permis de suivre les proportions de minéraux argileux déposés au Tortonien et au Pontien. Le pourcentage de la kaolinite reste, presque jusqu'au sommet actuel du gisement, supérieur (sauf accident) à 50 % et atteint à plusieurs moments 100 %. Pourtant, il y a tout autour un relief qui prend de l'importance, des dénivellations et des pentes qui s'accentuent. C'est bien la preuve que d'une part les altérites subissaient un lessivage intense, et que d'autre part la végétation était capable de les protéger du ruissellement; la preuve aussi que les roches proprement dites n'étaient pas directement la proie de l'érosion. L'hydrolyse était à même de lutter de vitesse avec l'ablation.

En bref, en Galice occidentale s'observent « à la lettre » les caractères que J. Tricart souligne à propos des régions subtropicales (1). Pour les formations végétales, « les changements sont plus dans la composition floristique que dans le paysage »; « les roches continuent à être profondément altérées... les profils d'altération restent les mêmes, ils sont seulement moins épais ». Cet auteur conclut : « il semble que ce soit essentiellement la vitesse globale des mécanismes d'altération qui soit affectée, non leur nature ». Et après P. Birot et J. Tricart, nous estimons que *l'absence de froid hivernal, l'humidité de l'air estival, grâce à une position maritime, doivent être responsables de ces conditions de maintien jusqu'aux latitudes galiciennes d'une flore et d'un paysage bien différents de ce qui correspond au Miocène continental espagnol;* M. Crusafont-Pairo ne décrit-il pas, pour le Vindobonien un milieu de savane à graminées dans le Valle de Manzanarès, un boisement lâche à xérophytes pour les régions de Valladolid ou de Palencia ? et pour le Pontien des conditions d'aridité, des steppes herbacées dans la dépression prélittorale catalane, des lagunes près de Catalayud ou de Teruel avant que ne se déposent les calcaires des Paramos ? (2).

Un examen attentif des flores et des minéraux argileux de Puentes et de Meirama fait apparaître *toutefois un « accident »* qui peut être interprété comme *significatif d'une période plus sèche durant le Tortonien.* En effet alors à Puentes, le filtre réalisé par le couvert végétal ne fait plus pour un temps obstacle à l'arrivée de pollens « allochtones »; les pollens d'espèces plus héliophiles (*Engelhardtia*, sparganiacées, typhacées, *Quercus* cf. *ilex*) marquent une poussée notable, tandis que s'accroissent — avant de disparaître — les espèces les plus anciennes (ulmacées, urticacées). De toute évidence il y a eu une modification climatique, touchant non les températures mais l'humidité ou la pluviosité; c'est à partir d'elle que s'accuse fortement la proportion des abiétinés. Il s'agit donc d'un phénomène général, et qui a son prolongement dans les argiles déposées dans le bassin. Après une phase à prédominance quasi-exclusive de la kaolinite, succède — précisément lors de la modification signalée par les pollens — un ensemble de niveaux où l'illite entre pour 20 à 50 %, et la montmorillonite pour 30-40 %. On sait que sous un climat chaud à saison sèche marquée, l'attaque des roches est plus discontinue, plus irrégulière, que les profils d'altération sont moins acides en période sèche; la kaolinite n'y est, dans les sols, jamais exclusive; illite et montmorillonite se rencontrent avec elle, la montmorillonite devenant dominante quand le drainage est mal assuré (3). Et en admettant que ce minéral ne provienne pas des sols, c'est encore dans des conditions basiques qu'elle apparaît néoformée dans les dépôts des lacs temporaires tropicaux (4). L'ambiance moins humide de Meirama a permis aux lignites d'en enregistrer mieux l'existence qu'à Puentes, et de confirmer son caractère général. La concordance entre les données de la pollen-analyse et de l'étude des

(1) J. Tricart (509), p. 60-62 : régions de référence : Sud du Brésil atlantique (Porto Alegre), Golfe du Mexique, Nord du Vietnam, Hong-Kong.

(2) M. Crusafont-Pairo (118) (résumé).

(3) G. Millot (336 bis), p. 133, J. Tricart (509), p. 46.

(4) Serait-elle alors contemporaine de l'attapulgite vindobonienne des terrains du « faciès d'Astorga », au SE du Bierzo ? (cf. plus haut).

argiles en est un garant supplémentaire. Des conditions « épisodiques » favorables à la réalisation d'un aplanissement miocène ont donc eu lieu.

Et de fait, celui-ci existe sur les marges des plateaux éogènes déformés et surélevés; on l'observe surtout dans la Galice du NW (entre les rias del Barquero et de Lage) et du SW (du Tambre au Lerez). Il s'inscrit sur presque tout le pourtour occidental des reliefs nivelés par les surfaces éo-oligocènes bien entendu, dans l'arrière-pays de Cedeira, pénétrant en leur sein sur quelques kilomètres à partir des principaux cours d'eau, ou le long du sillon méridien. La topographie du pays des Mariñas en dérive, de même que les Tierras de Bergantiños et de Soneira pour une bonne part. (Il est bien défiguré maintenant dans ces secteurs, pour des raisons d'ordre lithologique). Nous lui imputons aussi un rôle dans le façonnement du relief aux alentours de Santiago, du Tambre et de l'Ulla moyens, et dans la région de Caldas, Cuntis, dans le Valle de Moraña. Il ne s'agit donc pas d'une forme étroitement localisée, même si son extension n'est pas toujours de grande envergure. A son tour soulevé, il dessine aujourd'hui un « palier » vers 200-300 m d'altitude, soit à 100-200 m en contrebas des niveaux d'érosion oligocènes. Il ne peut être question en effet de voir dans cette forme emboîtée un pan dénivelé des surfaces supérieures, tant le talus qui les sépare est sinueux; tant aussi la valeur de la dénivellation reste constante (ses variations d'altitude affectant, en général, d'assez grandes étendues). Il lui arrive aussi de pénétrer « en doigt de gant » à la faveur des auges fluviatiles, au sein de la masse des plateaux. Enfin, à défaut de sédiments corrélatifs, nous pouvons lui attribuer un âge approximatif pré-pliocène, et très vraisemblablement tortonien. En effet, près de San Saturnino, une dépression s'est ouverte sur ce palier vers 260-320 m. Des lignites ont dû se déposer à sa surface avant d'être pincés en un synclinal dissymétrique très redressé (v. p. 105-107). La pollen-analyse de trois niveaux permet une confrontation avec ceux de Puentes. Il en ressort, selon J. Médus, qu'ils sont équivalents aux niveaux supérieurs de Puentes, voire plus récents (Pontien ?). Comme les bancs ligniteux alternent avec des couches d'une argile encore kaolinique dans la proportion de 60 %, on doit admettre qu'alors le climat était encore susceptible de favoriser la formation d'altérites comportant ce minéral en abondance (1). Et comme la montmorillonite y est encore présente, on peut supposer que les sols développés sur le palier étaient issus de la phase climatique de savane. A Laracha, dans une autre cuvette inscrite dans un niveau d'interfluves de 200 m, nous avons d'autres lignites dont les spectres se rapprochent de ceux de Puentes où se fait le relais des espèces anciennes par les plantes typiquement mio-pliocènes (Carya). Les argiles, associées aux lignites là aussi, sont kaoliniques pour 90 % (10 % d'illite).

Ces divers éléments sont assez concordants pour que l'on accepte de voir dans le palier qui ourle les plateaux un niveau néogène réalisé lors de la période plus sèche tortonienne. Il fut ensuite soumis lui-même à la kaolinisation qui reprit avec le retour de l'humidité. Les lignites et argiles nous montrent également que la « continentalisation pontienne », si classique dans le Sud de la France et dans la Péninsule ibérique, n'a pas affecté fortement le climat galicien. Alors que dans le Massif Central règnait un climat assez peu différent de l'actuel (4-6° de plus en moyenne ?) et que les espèces tempérées prédominaient déjà largement, notre région compte au Pontien encore beaucoup de plantes disparues aujourd'hui; tandis que la décomposition latéritique est improbable au Pontien sur le socle du Plateau Central, estime M. Derruau, elle fonctionne encore alors de façon nette en Galice occidentale (2).

Notons pour terminer que l'aplanissement tortonien n'est pas une forme limitée à notre région. D'autres auteurs ont été amenés à l'envisager dans la péninsule ibérique; J. M. Mabesoone pense que la Chaîne Cantabrique devait avoir au Vindobonien un relief faible, à en juger par le faciès fin rencontré dans son avant-pays (3). Et L. Solé signale des lambeaux de surfaces de cet âge dans la Cordillère Centrale et la Chaîne ibérique; enfin c'est la surface fondamentale de la Meseta qu'il rapporte à cette période (4). A ce propos, on doit cependant insister sur le fait

(1) A Puentes, dans les niveaux supérieurs conservés, la kaolinite entre pour 30 à 50 % dans le complexe argileux.

(2) M. Derruau (132), p. 181-182.

(3) J. M. Mabesoone (300).

(4) L. Solé (472), p. 167-168.

que les éléments aplanis de Galice occidentale n'ont pas l'envergure de la surface fondamentale de la Meseta, et le justifier. A nos yeux, l'« épisode sec » n'a pas pû persister sur une longue période, ainsi qu'en témoignent d'ailleurs nos dépôts ligniteux miocènes. Nous l'avons à plusieurs reprises qualifié d'« épicycle » pour marquer la faiblesse relative de son extension. Certes, le « palier » miocène est un trait fréquent du paysage, et non occasionnel comme on a pu le dire [P. Birot et L. Solé (57)] ; mais, sans être discret, il est loin d'imposer sa marque dans les reliefs majeurs. On pourrait penser que la Galice offre peut-être la possibilité de suivre la surface de la Meseta jusqu'au niveau de base général (P. Birot, *in litteris*). Il est probable que la dorsale galicienne barrait déjà de façon massive les communications entre l'Ibérie intérieure et la façade atlantique; et une fois de plus, c'est par une étude de la Galice intérieure que des corrélations seront possibles entre Meseta et secteur océanique.

2) La tectonique néogène

A la sédimentation à attapulgite oligocène qui correspondait à une phase de stabilité du socle aplani et à une ambiance de savane, succède le dépôt miocène de kaolinite et de lignites. C'est pour nous, le résultat d'une modification climatique qui a permis l'installation d'une forêt assez dense, et le développement d'altérites plus épaisses sous l'effet d'une pédogénèse accélérée; c'est aussi la conséquence d'un fait nouveau; le début de la « rhéxistasie » (H. Ehrart). Car ce ne sont plus des solutions carbonatées ou magnésiennes qui arrivent dans les dépressions. A la phase migratrice « bio-statique » succèdent les argiles kaoliniques de la phase résiduelle de la pédogénèse, et les débris de la couche forestière. L'instabilité est amorcée (1). Elle va se poursuivre au long du Miocène, et sans doute se prolonger au Plio-quaternaire.

a) Les aspects que prennent les manifestations tectoniques sont divers, mais ils gardent ***des traits communs.*** *Il s'agit avant tout de mouvements épeirogéniques, d'un exhaussement d'ensemble* de la masse galicienne : Sierras et plateaux d'érosion éo-oligocènes sont relevés conjointement, et l'ampleur finale du soulèvement n'offre pas de très grosses différences dans le territoire étudié. On remarque seulement de plus fortes altitudes dans les secteurs où déjà les sierras sont plus larges et plus hautes (Sierra de Gistral, et entre Ulla et Miño). En second lieu, la fracturation a laissé subsister généralement d'assez vastes compartiments, ce qui nous a facilité grandement la reconstitution des surfaces éogènes, jusqu'aux abords de l'Océan. Quelques soient aussi les types de déformations, ils n'ont jamais introduit dans le paysage de versants à forte pente (sauf exception, comme l'abrupt côtier entre le cap Silleiro et la Guardia). *La lenteur de la surrection, se combinant aux conditions morphoclimatiques subtropicales humides a empêché que les abrupts de faille soient originellement raides.*

Enfin, il est clair, *dans la majorité des cas,* que *les directions des accidents obliques sont héritées des cassures hercyniennes,* voire plus anciennes. C'est ainsi qu'au NW prédominent des fractures de direction SE-NW ou ESE-NNW qui avaient déjà affecté la répartition des terrains du bâti ancien. S'y rapportent : l'accident qui de Puentes court jusqu'à San Saturnino; la série de cassures qui, des sources du Mandeo à Meirama, accompagne l'avancée des plateaux dominant le groupe des rias centrales; de même les failles-limites de la cuvette du haut-Jallas, au Sud-Ouest de Carballo. Dans le SW du pays, ce sont au contraire des fractures anciennes SW-NE ou SSW-NNE qui se lisent dans le paysage, en tant que génératrices du système des *rias bajas,* du compartimentage de la région de Puente-Caldelas, et des tronçons les plus longs du cours du Miño (2). La solidarité de la région côtière et du secteur intérieur est étroite sur le plan des manifestations tectoniques.

(1) V. H. Ehrart (138), p. 22 et 79.

(2) On se reportera aux pages concernant ces divers secteurs dans l'analyse régionale pour la justification du rejeu de ces fractures hercyniennes. Il est évident que toutes les vieilles cassures n'ont pas rejoué, il s'en faut de beaucoup.

Plus délicate à établir est la filiation du grand accident méridien qui traverse la Galice occidentale des plages de Razo-Baldayo à Tuy et se prolonge au Portugal, avec une déchirure hercynienne. Nous pensons avoir établi (cf. p. 206 et suivantes) que son origine se situe entre la mise en place des granites intrusifs et la planation oligocène, c'est-à-dire soit lors d'une manifestation tectonique tardive (saalienne ?) dans le Paléozoïque (1), soit lors d'une déformation du socle au cours du Mésozoïque. On notera en outre l'existence de décrochements dans la cassure méridienne à hauteur de chaque grande fracture oblique, preuve d'une certaine solidarité avec le reste de l'architecture hercynienne. Ajoutons qu'il n'y a pas qu'une seule cassure majeure. Au Sud de Cuntis, la densité de tels accidents s'accroît un moment, pour devenir prédominante de part et d'autre du Bas-Miño et au Portugal jusqu'au-delà de la vallée du Lima. La côte tectonique, des îles Ons à l'embouchure du Douro, suit un tracé lui aussi méridien (d'origine contemporaine — peut-être ?). Par contre au Nord de Cuntis et de Caldas et entre les cours de l'Umia et du Verdugo, comme au Sud du Lima, les fractures de cette direction perdent beaucoup de leur importance dans le domaine proche des côtes. Elles ne se remarquent que plus à l'intérieur du pays (Sierra de Gistral au N, région de Chaves au S). Là un chapelet de bassins réunit ces deux secteurs : Lugo, Sarria, Monforte, Maceda, Antela. Faute de cartes géologiques détaillées, on ne peut malheureusement pas savoir à quelle période d'activité tectonique imputer leur origine, et par là vérifier notre datation. Quoiqu'il en soit, il ressort de cette vue plus générale de la répartition des cassures N-S que *près des côtes, seuls le Sud-Ouest de la Galice et le Nord-Ouest du pays minhote ont subi un type d'accidents dont le style caractérise l'arrière-pays et le domaine de la dorsale galicienne.* La Galice occidentale n'en acquiert que plus d'originalité, et comme par hasard cela coïncide avec la présence des rias.

b) ***Le style des déformations*** est lui aussi assez varié. Le bassin à lignites de Puentes est un exemple de *dépression* engendrée par la *subsidence;* la déformation en creux s'y est produite suffisamment lentement pour que les faciès des sédiments accumulés restent fins, et pour que les versants nés des escarpements de faille n'aient que rarement des pentes supérieures à 15°. Toutefois, la persistance de la tendance subsidente a permis la réalisation d'une cuvette assez profonde : des surfaces oligocènes encadrantes à l'actuel sommet du remblaiement, la dénivellation est de 160-170 m. Il faut y ajouter 120 à 130 m de dépôts, soit un total de 280 à 380 m. L'alvéole de Roupar s'est constitué dans des conditions partiellement voisines (2) quoique l'allure d'ensemble se rapproche des dépressions d'angle de faille. Ici, la dénivellation maximum est plus réduite : 180-200 m.

A ces déformations lentes, on pourrait *a priori* opposer les cassures responsables des *principales vallées de fracture.* Les vallées du rio Castro entre Puentes et San Saturnino, d'Arteijo au Sud de la Corogne, le système méridien qui au Sud de Carballo relie le bassin de l'Allones à celui du Tambre, ou encore celui des vallées affluentes de ce fleuve à l'aval de Negreira figurent parmi les plus caractéristiques, avec les vallons du remarquable champ de failles de Puente-Caldelas. Les versants d'un seul jet, les pentes plus fortes (18-30°) réalisées souvent sur des dénivellations sensibles peuvent faire croire à un jeu plus brutal des mouvements tectoniques. En fait, tantôt la vallée est en V, ou à flancs convexes et alors l'hydrographie a apporté sa contribution à la profondeur du sillon surtout près du niveau de base; tantôt elle a une forme d'auge, qui résulte d'un recul des versants sous l'effet de l'altération. Selon la nature des terrains, l'importance de l'accident, la capacité de creusement ou de déblaiement du cours d'eau, les flancs changent de pente et de profil; leur position par rapport à la ligne de faille est plus ou moins en retrait. Mais on doit constater qu'aux principales fractures correspondent toujours des couloirs « anormalement larges » que l'on pourrait aisément prendre pour des *graben* tant le recul des versants a été considérable. P. Birot avait vu déjà de telles

(1) Pourtant, on considère au Portugal que les granites intrusifs ont été mis en place lors de la phase saalienne; cf. Carrington da Costa (92), p. 198-199, Jérémine (244) et Teixeira (478), (485). S'agit-il alors d'un soubresaut « pfalzien » ?

(2) La parenté d'origine entre Puentes et Roupar avait conduit M. Portela (Ingénieur de la mine de Puentes) à rechercher dans ce dernier bassin des gîtes éventuels de lignite. C'est ce qui a valu la découverte des marnes à attapulgite fossilifères.

nuances dans son étude morphologique du Portugal septentrional (1). Les aspects différents que prend le sillon tectonique méridien illustrent parfaitement ces propos. Entre les fractures, dont les lèvres eurent des rejeux parfois inégaux, on rencontre tantôt des horsts restés subhorizontaux, tantôt des blocs soulevés et légèrement basculés. Parfois, leur position isolée en fait d'imposantes masses, où les surfaces ont pu être conservées sans être trop défigurées (Barbanza, Ortegal, Espiñeira par ex.). Elles y deviennent des « surfaces de dégradation lente ». Trop fréquemment à notre gré, la densité des cassures, ou le trop faible volume des compartiments ont entraîné un affouillement qui a défiguré la topographie aplanie initiale; et ce n'est plus qu'hypothétiquement, ou au vu d'un lambeau de plateau, que nous les avons placées parmi les témoins des aplanissements éogènes soulevés.

La tâche est bien plus aisée lorsque la tectonique miocène s'est traduite par *des déformations d'ensemble, à moyen ou court rayon de courbure.* La « cuenca de Jallas » en constitue l'exemple-type par la netteté de ses contours et l'évidence du ploiement subi par les surfaces éogènes (cf. p. 145-151). Le haut bassin du Tambre, avec une superficie plus vaste, mais avec une netteté moins grande par suite d'un pendage moins sensible et d'une regradation notable, représente un autre cas de gauchissement. C'est encore une déformation d'ensemble qui se lit sur le versant cantabrique, au long des sierras Faladora ou Coriscada par exemple; les aplanissements éo-oligocènes s'y abaissent assez régulièrement vers le Nord jusqu'à proximité de la ria del Barquero. Vers celle d'Ortigueira, le gauchissement s'est fait à la fois avec un ploiement vers le Nord et vers l'Ouest.

c) ***Les modalités de la surrection des reliefs, et la datation des mouvements*** durant le Miocène méritent aussi d'être précisées. S'agit-il d'épeirogénie lente, étalée, continue ? Ou bien de mouvements plutôt saccadés avec de longs moments de rémission ou de soulèvement lent ? Les bassins subsidents conduisent à adopter le second terme de cette alternative. En effet, le rythme de l'accumulation n'y a pas été régulier. Dans les couches de lignites de Puentes dont la puissance moyenne a été calculée, l'épaisseur de β apparaît exceptionnelle, d'autant plus qu'elle se distingue par le caractère autochtone de la pluie pollinique (couvert forestier dense) et par la nature exclusivement kaolinique des argiles sédimentées. Cela suggère, du point de vue tectonique, une phase où le lessivage s'est maintenu dans de bonnes conditions, sans crise, donc une période de rajeunissement très modéré du relief. Les couches supérieures et inférieures, plus minces, contiennent par contre davantage de pollens « allochtones » ce qui signifierait une couverture végétale plus aérée, les essences plus héliophiles étant plus abondantes et les minéraux argileux illitiques devenant prépondérants (50 à 80 %). Comme le paysage végétal reste forestier, on est en droit de supposer que l'apport des illites reflète une augmentation des pentes, une érosion de sols moins chimique, bref une accentuation du volume montagneux (2).

Mais ce qui reste une supposition ici devient une certitude hors des zones de subsidence. Nombreux sont les endroits où le rebord des plateaux se décompose en deux talus séparés par le palier tortonien. Il y a eu de toute évidence, un premier mouvement, au début du Miocène, dont l'ampleur au Nord-Ouest de la Galice peut être évaluée à 100-200 m; là, les niveaux éo-oligocènes dominent assez régulièrement de cette hauteur le niveau tortonien. *Au Sud du Tambre, les dénivellations furent certainement plus fortes,* car l'encadrement de l'épicycle tortonien — alors à 200 m entre Caldas et Cuntis et dans le Valle de Moraña, à 160-260 m au long du sillon méridien (Portomouro, Carracedo, N de Porriño) — comporte des reliefs dépassant 500 voire 700 m : Espiñeira, Gesteiras, Xiabre, Galleiro, Galiñeiro, Salgueiron. Elles atteignirent peut-être leur maximum d'envergure au pied du Xalo, ou à Budiño; là le palier tortonien est absent, et des lignites immédiatement antérieurs (Budiño) ou postérieurs (Meirama) à la période de sécheresse relative gisent non déformés, prouvant ainsi l'existence des dépressions au cours du Tortonien. Autrement dit, *il est des secteurs où les dénivellations furent acquises en bonne partie dès la première moitié du Miocène, tandis que dans d'autres, la surrection fut décomposée*

(1) P. Birot (45), p. 86-87. L'auteur rappelle que des constatations analogues avaient été faites dans un autre milieu subtropical (les Appalaches) par Fennemann.

(2) En dessous de la « coupure » qui a traduit une nuance climatique plus sèche, juste à la base de β, les couches sont également d'épaisseur réduite; mais nous ne connaissons ni leur flore, ni la nature de leurs argiles.

au moins en une phase pré-tortonienne et une autre post-tortonienne. Les observations faites sur *les réseaux hydrographiques* conduisent à l'idée que ceux-ci *se sont établis en fonction des déformations engendrées par les premiers mouvements miocènes.* Nous pensons en avoir apporté la démonstration dans notre étude des bassins de l'Ulla et du Miño (v. p. 197-202). Les systèmes majeurs ont pu alors s'organiser, se structurer en fonction des gauchissements ayant affecté d'abord la surface supérieure éogène, puis la surface fini-oligocène. Des « cuencas » ont été réalisées par des mouvements à moyen rayon de courbure (Haut-Tambre, Jallas). Des gouttières plus localisées souvent dissymétriques ont guidé des rios comme l'Ulla en Galice centrale, l'Allones dans l'avant-pays du Nord-Ouest. Pour le haut-Miño, le Bassin de Lugo a offert des conditions moins impératives et en tous cas moins lisibles aujourd'hui.

D'autre part, les vallées des principaux cours d'eau étaient largement inscrites dans les plateaux galiciens lorsque se développa l'épicycle tortonien. Nous avons relevé très fréquemment sa présence dans nombre de vallées inférieures et moyennes : s'il reste assez étroitement confiné aux secteurs proches du sillon méridien dans la Galice du Sud-Ouest (Lerez, Verdugo par ex.), il est bien plus étendu au long des rios Ulla et Umia : cf. p. 213-216; il accompagne le rio Tambre presque jusqu'à son embouchure, et l'Allones jusqu'à la ria de Lage. Son extension est plus variable en Galice septentrionale, mais de toute façon elle ne saurait être niée (Eume, Mera, Sor...). L'encaissement des rios antécédents et le déclenchement de l'érosion régressive est à imputer à la seconde phase importante de soulèvement du socle. C'est ce qui vaut à tous les cours d'eau encadrés de forts reliefs (Eume, Tambre, Umia supérieur et moyen, Lerez...) d'avoir un profil longitudinal encore accidenté. Tous ceux qui rencontrèrent en creusant des roches particulièrement dures assez près de leur embouchure (Jallas, mais aussi Eume, Tambre) ne purent faire progresser rapidement leur travail de raccordement, le processus d'érosion régressive étant bloqué sur ces zones résistantes.

A ce sujet une réponse est à apporter à une objection qui pourrait être soulevée à propos de la déformation des profils en long. Depuis le Miocène, des rivières assez abondantes comme le Tambre ou l'Eume n'auraient-elles pas déjà dû venir à bout des obstacles lithologiques ? Nous ne le pensons pas; les matériaux qu'elles transportaient, jusqu'à un moment avancé du Quaternaire devaient être assez fins ou fins : argiles ou sable surtout, puisque l'ambiance climatique fut très longtemps tropicale ou subtropicale. Or, on sait que les fleuves de ce domaine climatique n'ont pas encore pu réduire les rapides qui accidentent leur profil depuis fort longtemps (1).

Il reste à déterminer, si possible, l'époque de cette seconde période épeirogénique. Les indices les plus sûrs sont encore fournis par les lignites de Cantallarana - San Saturnino, comme par ceux de Puentes. En effet, les premiers, d'âge pontien, ont été violemment pincés, ce qui conduit à dater le moment de leur plissement au Ponto-pliocène, ou au Plio-quaternaire. Les seconds, peut-être pontiens au niveau ε, sont comme on le sait déformés en synclinaux de nature tectonique. On peut en inférer une datation identique pour la modification de leur disposition. Pour choisir entre le Ponto-pliocène et le Plio-quaternaire, c'est encore en regardant la morphologie des vallées que nous trouverons les éléments de notre choix. Dans les parties inférieures il n'est pas rare en effet de rencontrer des glacis, dont nous avons pu établir l'âge quaternaire ancien, plonger sous le niveau actuel de la mer. Pour ce qui nous occupe ici, cela signifie qu'il n'y a pas eu de relèvement sensible du socle depuis lors, à moins de supposer le jeu d'une flexure qui relèverait l'intérieur du pays et abaisserait la zone littorale. Mais alors on devrait constater un ploiement de la surface du palier tortonien, au lieu d'en suivre le développement à des altitudes assez voisines sur de grandes distances comme dans la région de Cedeira, et l'avant-pays du Nord-Ouest (Bergantinos et Mariñas) par exemple. L'existence même des glacis suppose plus une évolution des versants en période de stabilité tectonique qu'en phase d'épirogénie, moins favorable à l'exploitation des nuances lithologiques.

Autrement dit, *nous pensons avoir pu établir que les grands mouvements de socle étaient terminés, pour l'essentiel, à la fin du Tertiaire ou au début du Quaternaire.* Nous allons revenir un peu plus loin sur l'éventualité d'actions tectoniques quaternaires.

(1) Cf. notamment J. Tricart (498), (504), (507). Certains cours d'eau tropicaux ont encore des rapides hérités du Crétacé !

Que des mouvements de soulèvement existent pendant le Néogène n'a rien d'original, pas même qu'une partie d'entre eux soient pontiens, pliocènes ou villafranchiens. Dans les régions environnantes de la Galice, beaucoup d'auteurs ont admis des phases de relèvement du socle ou des montagnes à la fin du Tertiaire; c'est la phase « rhodanienne » de H. Stille (1). Dans les Asturies, N. Llopis Llado lui concède une certaine importance dans le développement du volume montagneux de la chaîne, après la phase majeure miocène que reconnaissait Karrenberg (2). Et pour plusieurs auteurs qui ont étudié la Meseta et ses bordures, la même époque « rhodanienne » paraît être celle durant laquelle la Meseta s'est soulevée et basculée vers l'Ouest; relèvement des bordures montagneuses et de la Cordillère centrale, réorganisation du drainage en direction de l'Ouest et non plus de l'Est, captures de tronçons supérieurs de ses rivières au profit des cours d'eau tributaires du versant cantabrique, tels sont les effets qu'énumère par exemple J. M. Mabesoone; leur datation est apportée par la fin de la sédimentation du faciès des Paramos, par la dénudation et l'élaboration de glacis ou pédiments considérés comme pliocènes dans la région du bassin du Pisuerga (3). Plus près de la Galice, le secteur du Bierzo est également sérieusement affecté par la tectonique post-pontienne, selon W. J. Sluiter et A. J. Pannekoek : « Le bloc de Branûelas s'est élevé par rapport au Bierzo par un rejeu de la faille bordière » ce qui place des lambeaux de Tertiaire « à 300 m plus haut que la base du Tertiaire du Bierzo » (4). On notera au passage que l'ampleur du mouvement de surrection est comparable à ce que nous avons rencontré en Galice occidentale. A la faveur d'affaissements, le Sil inférieur a pu pénétrer dans la dépression de Ponferrada par érosion régressive; mais il a dû aussi s'encaisser en une gorge profonde dans le bloc en voie de surrection situé à l'Ouest du Bassin. Les travaux que nous venons de citer étayent les conclusions préliminaires énoncées par L. Solé Sabaris antérieurement (5).

Au Portugal, les résultats des recherches de C. Teixeira et de P. Birot sont tout aussi garants de mouvements fini-tertiaires pour la région du Haut-Minho et du Haut-Douro. Toutefois, seul P. Birot envisage des mouvements de surrection; il a observé des cailloutis « pliocènes » « déposés sous l'impulsion d'une phase épeirogénique immédiatement antérieure » et eux-mêmes soumis à des dislocations importantes (6). La tectonique plio-quaternaire admise par C. Teixeira correspond essentiellement à des mouvements d'affaissement. Nous allons y revenir un peu plus loin.

Enfin, signalons que c'est un soulèvement plio-quaternaire lui aussi, qui a provoqué en Sardaigne l'affouillement actuel révélant la structure, selon J. Pelletier (7), et qu'en Corse, A. Rondeau a identifié dans les vallées un épicycle miocène (épaulements vers 200-300 m) ultérieurement relevé (8).

La Galice fait donc bien partie, d'après le rythme et les moments des actions tectoniques, du domaine méditerranéen plutôt que de la famille des massifs anciens d'Europe occidentale. Là, les phénomènes épirogéniques ne jouent plus guère à la fin du Tertiaire (Bretagne, cf. A. Guilcher (186), p. 551 et seq.) ou du moins de façon moins générale; cf. Nord du Massif Central et Limagne, où le Miocène volcanique n'est pas dérangé (v. aussi J. Beaujeu-Garnier (27), p. 56 et seq.). A moins que des ressemblances n'apparaissent avec des massifs anciens placés en position avancée dans le domaine de l'Atlantique ? (cf. A. Godard pour l'Ecosse).

(1) H. Stille (476), *passim*.

(2) N. Llopis Llado, *in* (472), p. 294. H. Karrenberg, voyait essentiellement un mouvement post-oligocène, portant une surface pré-tortonienne à 2 600 m dans les Peñas de Labra (249), p. 174, et n'accordait qu'une faible efficacité aux phases « tardives » = pontiennes (cf. p. 213). N. Llopis Llado considère que des soulèvements ont encore eu lieu durant le Pontien et le Pliocène, et même au Quaternaire.

(3) J. M. Mabesoone (300), p. 387.

(4) W. J. Sluiter et A. J. Pannekoek (467 bis), p. 152-153 et 177. Les terrains miocènes ont subi entre Villafranca et Arganza une déformation qui les fait plonger de 51°; et au N de Vega de Espinareda c'est à la verticale que ces dépôts sont redressés dans leur zone de contact avec le Paléozoïque.

(5) L. Solé (472), p. 168-170.

(6) P. Birot (45), p. 91.

(7) J. Pelletier (395), p. 464-465.

(8) A. Rondeau (428), p. 545. L'auteur a, dans des poudingues, des indices de mouvements post-tortoniens dans le Nord de l'île.

3) La Galice à la fin du Tertiaire

On peut esquisser à gros traits l'image suivante de notre région au Pliocène.

a) Deux bandes de relief ont une topographie plus accusée, à la fois parce que les « sierras » y sont plus étalées et plus massives, et parce que les plateaux d'érosion éogènes y sont portés le plus haut. Ce sont : le bourrelet cantabrique, du N de Puentes à la zone asturienne d'une part, le bourrelet Nord-Sud de la Galice méridionale (Tierra de Montes, Sierras del Faro, de Suido, de Avion et leurs rebords). Les mouvements tertiaires semblent, à ce point de vue, avoir trouvé leur maximum d'intensité, et peut-être de durée, aux mêmes endroits que lors des déformations qui individualisèrent les sierras et firent les horsts massifs de Gistral - Cuadramon, ou ceux du Sud-Ouest présentés dans les pages 190-197. Si l'on examine les choses de plus près, on peut même suspecter une histoire tectonique plus complexe dans ces secteurs « privilégiés ». L'emboîtement probable de deux éléments de surfaces a été mis en évidence sur les sierras méridionales, avant que ne se développent les phases d'aplanissement éogènes [v. p. 192-193 (Mte Uceiro) et 195 (Suido)]. Comme par ailleurs ces reliefs nous semblent avoir enregistré encore des déformations lors de l'établissement du niveau de hautes terrasses du rio Miño, *nous croyons avoir localisé là les régions de Galice les plus constamment et les plus fortement soumises aux tendances épirogéniques.*

b) Entre elles, *une zone médiane a connu davantage de périodes de rémission.* Les sierras y sont limitées à des horsts plus minces, et moins soulevés, ou à des reliefs résiduels conservés grâce à leur position. Des couloirs ont pu s'élargir entre elles permettant à l'Eogène une communication entre les zones aplanies de Galice intérieure et celles de l'Ouest (Guittiriz, haut-Ulla). On y constate une moindre dénivellation, restant d'autre part assez constante, entre les deux aplanissements éogènes; le bassin supérieur du Tambre, les pays de l'Eume moyen et inférieur (au S du bassin de Puentes) sont les plus caractéristiques à cet égard.

c) S'y dessine *cependant une ligne de faîte* de moindre importance en volume que le bourrelet cantabrique, mais de grand intérêt pour l'architecture de la Galice occidentale et pour son relief. Elle engendre la répartition de l'hydrographie entre le secteur des « rias centrales » et celui des « rias bajas »; elle correspond à un domaine très fracturé des sources des rios Mendo et Mera au Mte Cedeira au pied duquel est resté dénivelé le compartiment du « Golfe des Mariñas » (rias centrales). A son extrémité occidentale, elle s'arrête au-dessus de cette zone également moins relevée qu'est la Tierra de Bergantiños.

d) Elle cède la place, plus à l'Ouest, à un môle qui participe des mêmes caractères : la topographie des plateaux d'érosion reste à des altitudes voisines, seulement un peu gauchie en « cuencas » à bords relevés. Si bien que se poursuit, un peu décalée vers le Sud, la zone faîtière au dessus des Bergantiños et de la Tierra de Soñeira. En fait, *cette avancée occidentale est un domaine de transition où les lignes tectoniques fondamentales changent de direction;* de NW-SE, elles passent à NE-SW, retrouvant des fractures hercyniennes qui accompagnent ou accentuent la courbure des affleurements des roches du socle. *Plus variée qu'ailleurs, la lithologie est soumise à une altération différentielle* que commencent à mettre en valeur les rios tributaires des régions plus basses périphériques. Comme déjà il y subsistait en divers lieux des reliefs que les pédiplaines éogènes n'avaient pu réduire, les traits majeurs du paysage intègrent déjà sans doute les effets de la météorisation à ceux de la tectonique.

e) *Au Sud d'une dépression où se logera la ria de Noya* et que gagne le Tambre, un autre type de relief vient de naître en Galice occidentale. Les plateaux d'érosion du début du Tertiaire devaient s'y étendre assez loin vers l'Ouest, puisqu'ils arrivent aujourd'hui jusqu'aux côtes atlantiques. Mais la densité des accidents aboutit à les transformer en *une succession de blocs*

assez fortement dénivelés. Certains sont surélevés par rapport aux altitudes atteintes dans le reste du pays : Tel est le cas de la Sierra de Barbanza et de quelques horsts riverains d'une cassure méridienne devenue fondamentale (Gesteiras, Galleiro). D'autres sont restés à peu près au même niveau qu'ailleurs : la Grova, l'Acibal, par exemple, et le pays de Puente-Caldelas. Quelques compartiments ont pris des aspects de blocs légèrement basculés (Mtes Castrove, Fracha, Meda, Muralla). Il en est enfin qui associent des fragments portés à des altitudes différentes (Domayo et Castiñeira; « touches de piano » entre Tambre et Ulla). La présence à diverses reprises du palier d'érosion miocène qui reste quant à lui assez peu déformé permet de suggérer que ces différences sont acquises dès avant le Tortonien.

Des compartiments sont restés en revanche à médiocre altitude. Nous pensons que ce devait être le cas du Valle de Moraña et du pays de Caldas. La tranche de terrains que l'épicycle tortonien eut à y déblayer étant plus réduite, ce dernier s'y est développé largement. Plus à l'Ouest, la disposition du secteur des « rias bajas » est acquise aussi à la fin du Tertiaire; il n'y sera plus guère ajouté que des retouches de détail; nous estimons que certains « graben » ont dû s'ouvrir dans le courant du Miocène, expliquant la largeur anormale de quelques secteurs des actuels bras de mer.

Dans ce jeu remarquable de la tectonique tertiaire, la place prise ici par les accidents obliques NE-SW est très importante, comme le montrent les « rias bajas » d'aujourd'hui, ou certains tronçons du cours du Miño. Mais elle nous semble cependant subordonnée à la trame des mouvements de direction méridienne. La côte des Iles Ons à la Guardia, le sillon Nord-Sud de Padron à Tuy, les couloirs de Cuntis ou de Salvatierra en sont les manifestations directes sous la forme de cassures franches qui lui sont liées. Et c'est en cela que la tectonique tertiaire de cette région s'individualise de la période épirogénique précédente; les sierras voisines sont bien, elles aussi, nées d'un bombement méridien, mais leurs contours gardent surtout la trace des fractures obliques qui ont dû rejouer sous sa poussée. *Il n'y a donc pas eu près des côtes de « flexure continentale » au Tertiaire, mais un jeu différentiel de compartiments au sein de grands panneaux plus nettement délimités.* On n'aurait garde d'oublier ce que les paysages de la Galice du SW doivent à l'altération des roches au cours du Néogène. Les grandes cassures ont permis le développement de versants puissants; la fracturation intense de quelques parties du socle y a multiplié les lignes de fragilité. Au Pliocène, les talus devaient avoir déjà considérablement reculé, et la décomposition de certaines roches rapidement progressé. Sans la connaissance des conditions climatiques, il serait malaisé en effet de comprendre l'ampleur des couloirs dans lesquels va s'exercer l'érosion quaternaire, ou l'origine de la ria de Arosa. Au reste, ceci est valable pour l'ensemble des unités galiciennes que nous venons d'examiner.

C. — LA MORPHOLOGIE CONTINENTALE GALICIENNE AU QUATERNAIRE

En abordant l'histoire morphologique de la Galice occidentale au cours du Quaternaire, nous retrouvons le problème des mouvements post-tortoniens. S'il est presque sûr qu'ils ont fonctionné au Ponto-pliocène, la question se pose de savoir dans quelle mesure ils se sont poursuivis au cours du Quaternaire. Un second thème mérite d'être discuté : celui des changements climatiques qui s'y sont succédés, et de leur incidence sur les conditions de l'érosion.

1) Les ultimes manifestations tectoniques

Nous avons cité, quelques pages plus haut, des auteurs ayant trouvé des effets encore sensibles de l'épirogénie dans des régions périphériques de la nôtre au cours du Quaternaire. Par ailleurs la Galice, avec ses rias, contraste fortement avec le domaine minhote; pour justifier son aspect, C. Teixeira suppose un jeu différentiel de blocs, dans lequel le « bloc gallegan » est le plus abaissé relativement, par rapport à deux autres compartiments dits « minhote » et « du Douro » (duriense) (479). On doit donc envisager deux sortes de manifestations tectoniques; l'une positive, l'autre négative.

a. *Prolongement des tendances épirogéniques au Quaternaire.*

P. Birot a montré pour le Portugal central et septentrional (45) la poursuite du soulèvement au début du Quaternaire (déformation de cailloutis « pliocènes »); nous en avons déjà fait état. Des recherches sont actuellement en cours qui concernent les effets de la tectonique sur les dépôts de « *rañas* » au Portugal : d'ores et déjà nous savons par elles que des rejeux importants ont été réalisés après le Villafranchien (1). La Galice est-elle solidaire du Portugal sur ce plan ? fait-elle partie de la famille des massifs cristallins méditerranéens encore soumis aux efforts tectoniques au Quaternaire (2) ?

Nous avons dit plus haut pourquoi il nous semblait difficile d'admettre dans notre région des mouvements du socle de quelque envergure postérieure au Quaternaire ancien (v. p. 202-205). Mais nous n'avons pas encore envisagé l'éventualité de manifestations mineures au cours de cette époque. Pour P. Birot et L. Solé, deux secteurs privilégiés auraient été profondément marqués par des mouvements quaternaires. Il s'agit du tronçon littoral de la Guardia au Cap Silleiro au Sud de la ria de Vigo, et de l'environnement de l'embouchure du rio Jallas. Pour le premier secteur, les arguments principaux sont les suivants (3) : Un abrupt littoral rectiligne, net et imposant (400 m et plus de dénivellation, avec une pente de 20-30°). Son aspect brutal et peu évolué serait un indice de « jeunesse ». Une plate-forme continentale plus étroite que devant les rias; et enfin une altitude élevée des terrasses du rio Miño, supérieure à celle des autres accumulations des fleuves galiciens. Toutefois, ces auteurs n'envisagent pas de datation postérieure au Quaternaire ancien par suite du développement d'une « rasa » au pied de l'abrupt côtier à + 25 + 35 m, et large de quelques centaines de mètres; par suite aussi de l'oblitération de la position de l'abrupt initial sur la plate-forme continentale.

A ces arguments, nous avons apporté quelques retouches. Frappé par le parallélisme de cette côte avec la direction du sillon tectonique méridien ouvert au Miocène, par le fait que les surfaces d'aplanissement n'apparaissent pas sensiblement déformées près du littoral, et qu'elles restent à une altitude voisine de chaque côté du sillon méridien, nous ne pensons pas pouvoir dissocier ce secteur du reste de la Galice méridionale (v. pages 261-265). D'ailleurs, nous avons pu montré que d'autres fractures Nord-Sud ont affecté le compartiment de la Grova; et que leur exploitation était déjà bien avancée au Quaternaire ancien puisque les terrasses les plus hautes (+ 60 m, + 45 m) du rio Miño pénètrent dans ces couloirs. Cf. pages 265-266. On sait enfin que depuis le Pliocène, le climat est devenu tempéré, et l'on ne voit pas comment alors l'érosion aurait pu réduire sur plusieurs centaines de mètres de distance horizontale une masse de relief

(1) Indications verbales de M. Antonio Ribeiro (Centro de Estudos de Geologia Pura e Aplicada, Faculdade de Ciencias, Lisbonne).

(2) Corse, cf. A. Rondeau (428), Sardaigne, cf. J. Pelletier (395).

(3) P. Birot et L. Solé (57), p. 51-52 et 59.

aussi compacte : à moins de supposer une profonde altération hydrothermale, mais il n'en reste aucune trace. C'est pourquoi *nous penchons pour un rattachement de l'origine tectonique de la côte de la Guardia à l'ensemble de l'histoire de la Galice, c'est-à-dire au Miocène.*

Pour le domaine de l'embouchure du rio Jallas, les arguments avancés par P. Birot et L. Solé en faveur de mouvements du Quaternaire ancien sont assez voisins des précédents (1). Le « saut du Jallas » dans le fond de la courte ria de Ezaro paraît manifestement jeune. La juxtaposition d'une cascade et d'une ria conduit à envisager une surrection du continent et un effondrement de la zone littorale. Mais là encore une « rasa » (ici à + 30 + 50 m) frange la côte au Sud de la zone de chute, et aucune trace d'accident ne peut plus être lue sur la carte des fonds prélittoraux. D'où la datation proposée. Notre position, en ce qui concerne l'interprétation de cette association de formes, diffère à peu près de la même manière que précédemment. En effet, nous ne constatons aucune déformation notable des aplanissements éogènes dans l'environnement du Jallas inférieur — il en va de même dans celui du Tambre, qui n'a pas non plus réussi à venir à bout du relief suscité lors du dernier relèvement du socle. Et comme nous venons de l'indiquer, il nous paraît peu probable que les versants issus de l'abrupt de faille aient reculé aussi notablement au cours du Quaternaire, encore que là le volume montagneux soit plus réduit. De toute façon, que le dernier mouvement épirogénique soit du Quaternaire ancien ou du Miocène, cela change peu de choses à l'existence de la cascade; celle-ci est liée à une roche particulièrement massive et riche en quartz, hololeucocrate, et si elle fut engendrée au Miocène elle n'a guère du évoluer dans les conditions tropicales ou subtropicales humides de cette époque.

W. Carlé, en s'appuyant sur la présence de rasas et de plages anciennes au long des côtes de Galice, comme sur les profils en long à extrémité convexe du Jallas et du Tambre, souligne le caractère tardif du « relèvement épeirogénique du pays » (2). Il décompose ainsi les étapes de l'édification du relief actuel :

1) Soulèvement général de la Galice, et morcellement du socle suivant la structure varisque (dans le secteur des rias bajas).

2) En compensation des mouvements ascendants et en réaction à ceux-ci, déplacement latéral des blocs (écartement), et abaissement partiel de certains en forme de fosse; ainsi se seraient formées les rias bajas.

3) Reprise tardive du soulèvement général, ce qui entraîne la conservation dans les baies de rasas marines.

Quelques critiques doivent également être apportées à ce point de vue. Une première remarque de détail concerne la localisation des rasas; il n'en existe aucune réellement dans les rias; elles sont développées dans des tronçons de côtes ouvertes sur le large. L'érosion marine est trop faible dans les baies abritées pour que se réalisent de nettes plates-formes d'abrasion. Bien entendu, le schéma de W. Carlé n'en est guère modifié. Plus sérieux semble être l'« oubli » des oscillations glacio-eustatiques. Car il ne fait pas de doute que l'altitude actuelle des rasas (+ 20 + 50 m) est susceptible d'être aussi bien interprétée en fonction des transgressions interglaciaires. Le témoignage des rasas peut donc être récusé. Il en va de même de celui des plages « soulevées », d'autant que celles que cite W. Carlé ne dépassent pas 5 m au-dessus du zéro, et doivent être considérées comme des lambeaux d'accumulations côtière ouljiennes.

Enfin, H. Lautensach a fait état, pour sa part, de déformations ayant affecté les terrasses anciennes du Miño inférieur et en a déduit la persistance de mouvements tardifs du socle (3); mais sa thèse a été fortement contrebattue par C. Teixeira et M. Feio (4). H. Lautensach estime à 20 m la dénivellation vers le bas subie par la haute terrasse du fleuve à hauteur de Tuy, tandis qu'elle se produit vers le haut près de Cortegada. La même déformation affecte aussi la moyenne terrasse (+ 25 m + 30 m) que l'auteur rapporte à l'Interglaciaire Riss-Wurm. Pour lui, le socle galicien s'est donc encore gauchi au Quaternaire récent. On devra reprendre plus loin cette question de chronologie, mais d'ores et déjà, nous pouvons dire que les terrasses eustatiques à

(1) P. Birot et L. Solé (57), p. 55-56 et p. 59.
(2) W. Carlé (89), p. 327 à 329.
(3) H. Lautensach (266).
(4) C. Teixeira (479), (484) et M. Feio (142).

+ 25 m sont plus communément rattachées à l'Interglaciaire Mindel-Riss. Cette correction faite, le problème est de vérifier l'authenticité des déformations, affirmée à partir d'arguments « par défaut ». Nous avons pu découvrir des traces de terrasses à + 60 et + 45 m dans les endroits où leur « absence » avait conduit H. Lautensach à supposer un abaissement de leur niveau (v. p. 203-204). Nous rejoignons donc, sur le versant espagnol, cette partie des conclusions de C. Teixeira. Par contre, nous nous écartons de cet auteur en ce qui concerne le gauchissement « positif » de Cortegada. Notre prospection minutieuse nous amène à *admettre une déformation postérieure à l'établissement du lit du Miño à un niveau de + 60 m. Sa valeur est estimée à 20-25 m environ; quant à son âge, il devrait se situer entre la fin du Pliocène et le Grand Interglaciaire.*

On peut voir que les indices de mouvements épirogéniques tardifs sont ténus; ils sont en outre étroitement localisés, dans l'Ouest galicien du moins. Reste l'éventualité d'autres déformations mineures, qui sont suspectées mais ne peuvent être prouvées avec certitude. Les soupçons naissent de l'examen des cotes d'altitude auxquelles se développent les « rasas » occidentales : côte de la Guardia au cap Silleiro, côte au Sud du Jallas, et cap Prior. Pour la première d'entre elles (cf. p. 287), il ressort qu'elle paraît avoir été légèrement ployée transversalement en deux secteurs, en même temps qu'elle dut s'abaisser de 10-15 m de la Guardia vers le cap Silleiro; son altitude se maintient dans l'ensemble entre 20 et 35 m, au pied des reliefs qui la dominent. La seconde comprend des éléments voisins de 45 m près du Mte Louro, de 25-30 m vers la Pta Insua ou à proximité de Carnota. Si elle a subi une déformation, c'est encore une modification de faible ampleur et antérieure à l'interglaciaire Riss-Wurm au cours duquel s'est amorcée une rasa plus petite vers 15 m en divers endroits. La rasa du cap Prior, quant à elle, se situe vers 35 m. Trop petite pour que se distinguent des gauchissements, elle est cependant un témoin utile. Elle montre par son altitude voisine des autres que si ces plates-formes d'abrasion sont contemporaines, le socle près des rivages est tout compte fait assez stable depuis bien longtemps déjà.

b. *La Galice fut-elle récemment soumise à des mouvements d'affaissement ?*

Une interprétation du contraste qui existe entre la côte minhote et galicienne au Sud du Cap Silleiro d'une part, et les rivages profondément indentés des Ria Bajas d'autre part a été présentée par C. Teixeira (1). Elle fait intervenir une différenciation de grands compartiments ayant joué de manière distincte les uns des autres au Plio-quaternaire. Plus précisément, des argiles à lignites considérées comme villafranchiennes témoignent d'un abaissement du « bloc minhote » à partir de la vallée du Cavado vers le Nord. L'auteur le place entre « le Pliocène et l'Anthropozoïque moyen » (2). Dans l'esprit de C. Teixeira, un mouvement de même nature a joué encore au N du Miño, avec une amplitude plus grande, donnant naissance aux rias.

Nous avons confronté cette hypothèse aux faits; la vallée du Miño n'offre pas de dissymétrie comparable à celle du Cavado; la topographie très mûre de ce couloir évasé ne s'accorde guère avec une dénivellation récente par fracture; les terrasses du Miño, y compris celles qui s'avancent assez loin à l'intérieur des alvéoles adjacents, sont comparables sur les deux rives du fleuve. Nous retrouvons ici un point de vue déjà exprimé par M. Feio (3) qui suggère plutôt plusieurs fractures et des déformations graduelles; il leur concède une valeur inférieure à celles qui, précédemment, avaient relevé le pays galicien et provoqué le rajeunissement du réseau fluvial. Mais il devient dès lors difficile d'en apporter la preuve, et M. Feio se contente d'invoquer la taille des rias. Dans quelle mesure constituent-elles des indices d'un abaissement quaternaire du socle ?

(1) C. Teixeira (**479**).

(2) L'ensemble du dépôt atteint 75 m d'altitude. Le Cavado y a creusé son lit, et déposé une terrasse à + 30 m. La vallée de Cavado est une zone de fractures, avec manifestations seismiques et sources thermales; de plus, selon l'auteur, la vallée du Cavado a un profil transversal dissymétrique.

(3) M. Feio (**142**), p. 24-25.

Leurs dimensions sont le fait de cassures miocènes et d'un recul des versants au long du Néogène. Cela ne suffit-il pas à les individualiser des vallées estuariennes du Miño, du Lima ou du Cavado ?

Un second secteur met par contre bien mieux en évidence un abaissement relatif du socle galicien; mais cette fois par rapport aux Asturies. C'est le domaine de la *rasa* cantabrique, basculée de l'Est vers l'Ouest, où elle s'abaisse de 90 m au Cap Busto à 5 m de Burela. Après discussion de sa nature et de son âge (v. p. 429 et suivantes) se pose celle de sa déformation. Comme d'autres auteurs, nous avons admis la réalisation de la rasa cantabrique au Tyrrhénien I, du moins dans son extension occidentale. Le plongement vers l'Ouest — à moins qu'il ne s'agisse d'un relèvement vers l'Est, ou des deux combinés — est en tous cas antérieur à l'Interglaciaire Riss-Wurm puisque des dépôts littoraux ouljiens se retrouvent aux altitudes habituelles : cf. ceux de la Franca, étudiée par A. Guilcher (191), d'Arnao et Cangas de Foz découverts par nous. *Le Nord de la Galice a de toute évidence été gauchi au Quaternaire; et ce serait le secteur compris entre la rasa du Cap Prior et celle de Burela-Foz qui se serait abaissé au Quaternaire moyen, plus probablement que le domaine des rias bajas.* Nous sommes loin en tous cas de la mobilité du sol des régions méditerranéennes (1).

2) Les climats et la morphogenèse au Quaternaire

a) *Du Pliocène au Quaternaire.*

Nous avons abandonné l'examen des conditions climatiques que connut la Galice au Pontien, avec les spectres polliniques ε de Puentes et ceux de Cantallarana : beaucoup d'Abietacées (*pinus* cf. *silvestris*), *Carpinus, Corylus, Betula* bien représentés; encore quelques *Carya;* des *Engelhardtia* et *Cyrilla* en voie de disparition. Malgré la poussée des Ericacées, la forêt reste assez bien fournie, et le couvert végétal dense. L'humidité subsiste, et quoique un certain abaissement thermique s'esquisse, elle reste suffisante pour que se maintienne l'argilisation des roches dans les sols et que la kaolinite soit encore abondante dans la fraction argileuse ($\geqslant 40$ %). En bref, l'ambiance subtropicale règne encore sur la Galice.

Que s'est-il passé au Pliocène ? Nous n'avons pas d'indices. Malgré leur absence, *nous pouvons supposer que persistèrent des conditions favorables à l'attaque du « stock » d'altérites miocènes.* En effet, la kaolinite est très abondante dans les accumulations que nous rapportons au Quaternaire ancien, comme nous allons le préciser. Nous savons par ailleurs que les paysages végétaux de climat chaud se sont maintenus jusqu'au Villafranchien au Portugal méridional; les lignites associés au tripoli (diatomite) de Riomaior recèlent *Sequoïa, Myrica, Sabal, Salix,* présents dans nos gisements, à côté de *Fagus pliocenica* et *Pinus prepinaster* absents au Miocène (2). A proximité de Rome, M. Follieri a noté la persistance de végétaux tertiaires dans d'autres gisements de diatomites du Quaternaire ancien (*Pterocarya, Taxodium*), datés par *Elephas antiquus* (3). Le passage de la flore assez chaude à une flore plus fraîche — légèrement plus froide que l'actuelle — a été aussi observé à la limite du Pliocène (argiles du Gurp) et du Quaternaire par MM. Paquereau et M. Schoeller en Aquitaine (4). En Espagne même, le Villafranchien de Villaroya (province de Logroño) montre une certaine succession de climats à cette même période de transition Pliocène-Villafranchien : à une forêt « à aiguilles » (*Picea, Tsuga, Abies*) reflètant un climat humide et tempéré, succèdent des éléments de steppe assez froide

(1) J. Dresch : *Inform. Geogr.* 1960 fasc. 3; Mise au point : changements de climat et mouvements du sol en Afrique du Nord du Plio-quaternaire.
(2) G. Zbyszewski (538 bis), (539 bis).
(3) M. Follieri (163).
(4) MM. Paquereau et M. Schoeller (374), p. 81-83.

(*Artemisia*), avec *Pinus silvestris* comme arbre dominant. Une amélioration permet ensuite l'installation d'une chênaie mixte, progressivement refoulée par le Pin méditerranéen. Une offensive momentanée de l'humidité a fait revenir une chênaie moins variée (mais avec *Liquidambar* ce qui atteste un réchauffement concomitant). Enfin, le recul définitif de celle-ci se fait devant une pinède d'interprétation délicate. Telle est la séquence, brièvement résumée, établie par Horst Remy (1) pour un domaine à la même latitude que la Galice, mais très continental.

Dans le Massif Central, les renseignements dont nous disposons montrent que le refroidissement n'a été que progressif entre le Miocène terminal et le Pliocène inférieur, avec un relief pourtant déjà peut-être égal à l'actuel (2). Au Tiglien probablement, existait encore à Seneze une forêt dense avec des essences nettement thermophiles d'après H. Elhaï et P. Grangeon (*Carya, Tsuga, Pinus haploxylon*). Lui succèdent des oscillations tempérées et froides (3). Le Couloir Rhodanien vient d'être l'objet d'une étude paléofloristique, menée par A. Pons; cet auteur, après d'autres, admet une humidité abondante renfoncée par l'existence de la ria plaisancienne et ses prolongements lacustres — et une moyenne thermique d'environ 20° au niveau de la mer pliocène (4). L'appauvrissement floristique suit immédiatement le retrait de la mer; la sédimentation est rythmée par des oscillations climatiques intéressant à la fois températures et précipitations, dont la période est de 2,5 à 4 millénaires, au cours de l'Astien et du Calabrien (5). *Les conditions du maintien d'une flore ancienne étant liées à l'humidité, la Galice est un lieu privilégié pour la persistance des paysages subtropicaux;* elle fait aussi partie des régions atlantiques sud-européennes, où se serait différenciée au Tertiaire une part importante de la flore méditerranéenne (6).

Donc rien de surprenant dans notre proposition; sinon peut-être l'hypothèse que la kaolinite ait pu continuer à se former au Pliocène. M. Derruau considère ce fait comme improbable dans le Massif Central (7). Nous ne sommes d'ailleurs pas nous même affirmatif sur ce point. Toutefois il est important de noter que les pourcentages de kaolinite sont restés longtemps très forts en Galice (8).

Ce qui est certain, c'est qu'une modification brutale s'est produite dans le système d'érosion du début du Quaternaire. Nous avons dit comment les lignites tortoniens et pontiens de Puentes ont été tronqués à l'horizontale après un plissement ponto-pliocène. Et des cônes torrentiels apportent le témoignage de l'existence de faciès très différents d'accumulation.

b) *Le Quaternaire ancien et moyen.*

1) Le témoignage des cônes torrentiels.

Le sol galicien a conservé en divers endroits des accumulations de débris d'une toute autre nature que les lignites. Des cailloutis quartzeux forment des épandages épais largement étalés dans quelques secteurs privilégiés. A côté d'eux, existent fréquemment des traînées ou pavages de fragments quartzeux qui feraient songer aux « stone lines » du milieu tropical, n'était leur association à des matériaux de colluvionnement ou leur disposition occasionnelle en poches. Ils suffisent pour témoigner toutefois de la *généralité d'un système d'érosion qui mobilisa sur les pentes des débris plus grossiers.*

(1) Horst Remy (**414**). V. Commentaires et diagramme pollinique *in* Woldstedt (**534**), p. 322-326.
(2) M. Derruau (**132**), p. 181.
(3) H. Elhaï et P. Grangeon (**140**), p. 486.
(4) A. Pons (**399**), p. 632.
(5) A. Pons (**399**) p. 651 et p. 685-687. La datation des dépôts étudiés sous cet aspect est rapportée à la fin du Brunssumien (Astien) ou à celle du Reuverien (Pliocène tout à fait terminal-Calabrien). V. tableau p. 652.
(6) Opinion de G. Andreansky et D. I. Axelrod, cités par J. Médus (**321**), p. 4 et par A. Pons (**399**), p. 689-690.
(7) M. Derruau (**132**), p. 183.
(8) H. Alimen, C. R. A. S. 1964, vient de signaler la persistance de ce minéral dans les argiles pré-pyrénéennes jusqu'au Mindel, mais en pourcentages inférieurs à 40 % dès le Pliocène.

Les *cônes de cailloutis* les plus typiques ont été trouvés sur la rive Sud de la ria de Vigo (Tejera) près de Nigran, sur les flancs méridionaux de la ria de Arosa (Dena, Fianteira, Ronjique, Grove et Noalla) et sur les bords orientaux de celle de la Corogne (Mera, Sta Cruz) (v. pages 112 à 118, 297 et 298, et 324 à 327). D'autres moins épais ont été conservés très épisodiquement dans l'arrière-pays; dans les environs de la confluence des rios Tambre et Lenguelle (p. 131) et dans la région de Papucin-Gallegos (bassin du Tambre moyen, v. p. 132). Enfin, ici ou là, d'autres lambeaux assez exigus des mêmes formations ont été relevés au cours de nos recherches. Nous sommes, dans tous les cas, frappé par des traits constants de leur faciès :

— Une association de fragments quartzeux de taille moyenne, rarement très gros, et d'argile fine ou sableuse mais toujours blanche. Les deux classes de sédiments sont peu mêlées, plutôt superposées et alternées, en lits plus ou moins réguliers et en lentilles. La base, quand elle est visible, montre souvent les éléments les plus grossiers (20 à 40 cm de grand axe).

— Les quartz sont les seuls éléments représentés dans les cailloutis, ou presque (parfois des rhyolites profondément kaolinisés, des quartzites épisodiquement). Ni granites, ni schistes; on peut en déduire que ces terrains n'étaient pas assez résistants pour donner de gros fragments, et que des conditions de froid assez rigoureux doivent être exclues. L'usure des éléments est très faible (indice d'émoussé voisin de 100).

— Dans les sables, les feldspaths sont absents; prédominent surtout les quartz, non usés.

De ces indications ressortent à l'évidence les modalités de la mise en place. *Il ne peut s'agir que d'un écoulement épisodique, à caractère torrentiel;* la masse mobilisée exclut la présence d'un couvert végétal dense. Nous sommes conduit alors à admettre une ambiance de type semi-aride ou méditerranéenne très accusée.

Mais un fait vient compliquer l'interprétation; l'argile, toujours associée ou à la base des cailloutis, est de nature essentiellement kaolinique. Elle ne peut donc être dérivée d'une altération contemporaine de la mise en place des dépôts. Elle provient sans aucun doute d'altérites réalisées sous un climat chaud et humide. C'est pourquoi nous sommes amené à voir dans ces cônes des produits de râclage de ce qui subsistait des matériaux résiduels de l'altération miocène, et à placer leur édification en fin de période d'exportation de la kaolinite, sous l'effet d'un ruissellement irrégulier. L'association d'argile kaolinique et de débris sableux grossiers sans feldspaths nous a fait considérer comme un faciès légèrement différent les sédiments qui reposent sur des lignites tertiaires dans la Gandara de Budiño (1). Mais il est hors de doute qu'il s'agit d'une sédimentation liée aux mêmes conditions.

L'âge de ces formations est difficile à établir, de tels dépôts étant azoïques. Sur les rives des rias de Arosa et de la Corogne, comme dans le bassin de Budiño, la base des accumulations se trouve aujourd'hui en-dessous du zéro. Elles sont donc liées à une période de régression. Comme un couvert végétal assez dense existait au Pontien et au début du Pliocène, il nous faut envisager plutôt une régression villafranchienne ou « glaciaire ». Le faciès des dépôts ferait d'ailleurs plutôt dire « pluviale ». Nous avons eu la chance de trouver en divers endroits des coupes où les débris provenant des cônes ont été remaniés par des fleuves ou par la mer, et cela nous permet de préciser leur datation. Dans l'arrière-pays de la ria de la Corogne, ils alimentent des terrasses fluviatiles à + 60 m et + 45 m du cours actuel du rio Mero (cf. p. 117). Dans la Gandara de Budiño, le Miño est venu fossiliser cette formation en déposant sa terrasse de + 45 m. Dans la ria de Arosa, à Sisan, la terrasse à + 30 m (estuarienne) du rio Umia s'y est nourrie. Toutes ces indications font éliminer un âge plus récent que le Mindel-Riss et même que le Gunz-Mindel. Le choix ne reste plus guère qu'entre le Villafranchien et le Gunz, le Moulouyen et le Salétien de R. Raynal et des autres chercheurs ayant travaillé au Maroc (2); mais nous n'avons pas les moyens d'orienter notre choix. L'absence de traces de solifluxion ferait plutôt pencher pour le Moulouyen.

(1) Là, les roches environnantes ne fournissent en effet que du gore très grossier (*xiabre*) de quartz si les feldspaths sont altérés (granite intrusif à biotite de Porriño), v. p. 218 et suivantes.

(2) R. Raynal (**409 bis**), (**410**), (**411**), (**412**). De même que (**106**), (**172**).

Nous sommes évidemment tenté de voir dans les cônes torrentiels *une sorte de faciès local des « rañas »*, à la fois par suite de la quasi-absence des feldspaths (1), et par le fait que les terrasses les plus élevées y prennent leur matériel. Mais on ne saurait trop souligner les différences : la Galice ne recèle pas de dépôts aussi grossiers que les rañas espagnoles ou portugaises (2). La granulométrie, pour hétérogène qu'elle soit, reste médiocre à côté de blocs de plusieurs mètres cubes de rañas typiques. On ne note pas non plus de rubéfaction ni de coloration rouge, mais cela est dû à la nature même de l'altération miocène qui a déjà individualisé la Galice de l'Espagne intérieure. Un des buts de travail que nous proposons d'entreprendre ultérieurement sera de rechercher d'éventuels termes de passage entre ces diverses formations, afin de vérifier ou d'infirmer leur corrélation. De toute façon il semble admis que les rañas ont pu continuer à s'élaborer au cours du Quaternaire ancien, et il en va de même pour nos cônes torrentiels. En outre plusieurs auteurs pensent qu'en Espagne et en Afrique du Nord les modifications du climat ne devinrent qu'au Gunz, voire après lui, des oscillations de chaud et de froid. Elles furent plutôt d'abord des successions de phases semi-arides et de phases plus humides (3) ; on y a vu des conditions favorables à un certain endémisme des faunes quaternaires.

En fait, les cônes d'épandage de l'Ouest galicien offrent surtout *un faciès de « sidérolithique »* ; un sidérolithique où le fer est seulement localisé au niveau du battement des nappes phréatiques anciennes, et plus diffus, à l'état de limonite. Bien sûr, le sidérolithique est surtout connu dans l'Eogène aquitain, où il succède à des climats tropicaux latéritisants, et G. Millot ne fait pas état de sédiments de ce type après l'Eocène (4). G. Bertrand, dans sa présentation des traits morphologiques du plateau de Montredon-Labessonié (S-W du Massif Central) donne les caractères de dépôts pré-lutétiens où les argiles et les cailloutis quartzeux offrent une stratification alternante qui rappelle nos cônes de Mera et Santa-Cruz (5). De même kaolinite et graviers ou sables grossiers sont associés dans le sidérolithique du Lot, examiné par M. Deschamps (6) et daté du Ludien. Malgré la grande différence d'âge entre les sédiments aquitains et les nôtres, nous n'écartons pas la comparaison; « le sidérolithique, c'est un faciès », dit G. Millot.

Résidus insolubles de la pédogénèse tropicale et kaolinite ont été exportés lorsque le manteau protecteur forestier a disparu, lorsque « le filtre » a « crevé » (H. Ehrart). La rhéxistasie explique fort bien à nos yeux comment ces accumulations ont pu se constituer (7). Ajoutons qu'il ne peut s'agir de phénomènes locaux; si les cônes se sont conservés dans certains endroits seulement, les pavages épais de quartz dans les bassins intérieurs de Puentes, de Roupar, ou du Tambre moyen, les apports massifs de *xiabre* à Budiño et à Meirama montrent assez la généralité du phénomène; et l'éloignement des accumulations par rapport aux versants importants actuels conduit à rechercher la cause de rhéxistasie dans une crise climatique plutôt que dans une manifestation épirogénique importante.

Nous discuterons, au chapitre II, de la traduction directe de cette transformation de l'ambiance climatique dans les paysages : développement de glacis dans tous les secteurs lithologiques fragiles ou fragilisés par la tectonique, rôle dans la couverture des versants et rapports avec le colluvionnement. Disons seulement ici quelle coupure majeure les accumulations torrentielles représentent dans l'évolution climatique que connut la Galice.

(1) On pourrait admettre, bien sûr, leur altération après le dépôt; cela supposerait un retour des conditions chaudes et humides; au Maroc et dans le Sud de la France cela a existé et s'est traduit par des encroûtements « pré-Gunz », et lors de l'Interglaciaire Mindel-Riss. Cf. (412).

(2) O. Ribeiro et M. Feio (419), F. Hernandez Pacheco (211), (211 bis), Mabesoone (300), W. J. Sluiter et A. J. Pannekoek (467 bis).

(3) M. Crusafont et J. Truyols Santonja (121), p. 99, J. Dresch. *Inf. Geog.* citée p. 474 (p. 110-111).

(4) G. Millot (336 bis), p. 171 et suivantes, reprenant entre autres G. Kulbicki (256).

(5) G. Bertrand (42), p. 277-278.

(6) M. Deschamps (134 bis).

(7) H. Ehrart (138), p. 21 et *passim*.

2) ***L'enseignement des pollens.***

Il redevient difficile, pour la suite de l'histoire paléoclimatique, de savoir ce qui s'est passé en Galice même, faute d'indices nombreux. Nous ne disposons guère que d'éléments recueillis dans la Gandara de Budiño (v. p. 218 à 224). Des coupes y ont montré un remplissage d'argile kaolinique marbrée par les processus d'oxydo-réduction à la base; — elle s'est sans doute sédimentée après les lignites tortoniens et pourrait être mio-pliocène. Au-dessus se sont déposés des sables à stratification entrecroisée, sommairement triés, non usés et contenant, à côté des quartz, des feldspaths très kaolinisés et des lentilles d'argile kaolinique. Ce sont pour nous l'équivalent des cônes torrentiels du Villafranchien récent ou du Gunz. Plus haut encore, d'autres apports torrentiels de sable, où les feldspaths sont encore assez frais, et où ont été trouvés des outils préhistoriques, sont plus récents. L'outillage trouvé *in situ* est nettement *acheuléen* et fabriqué à partir de quartzites apportés à proximité par le Miño (niveau de + 45 m). Il témoigne très probablement que l'apport de débris supérieurs s'est réalisé au cours du Riss. Un horizon de sol sablo-argileux intercalé entre les deux masses de sable détritique pourrait être rapporté soit à l'Interglaciaire Mindel-Riss, soit à un interstade coupant une période « pluviale ». Or il a fourni un spectre pollinique original où les arbres, assez rares, sont de type méditerranéen (Pin Alep ou Pignon, cypéracées...) au moins autant que de type atlantique (Aulnes, chênes, noisetiers...). Surtout s'y affirme une *steppe à isoètes* cf. *Histrix,* semblable à celles que l'on trouve actuellement dans les pelouses sèches des « *dayas* ».

La séquence sables-sol-sables est assez caractéristique d'une succession de climat passant de l'humidité à la sécheresse pour revenir à l'humidité. Elle affirmerait une fois de plus la *ressemblance partielle de la Galice avec les régions d'Afrique du Nord ou du Sud de la France, où les glaciaires sont des « pluviaux » et où les interpluviaux ont une tendance aride* (1). Mais on ne peut raisonnablement dater cette séquence sur un seul spectre, d'autant que nous n'avons aucun élément de comparaison valable dans les environs de la Galice. La confrontation du paysage floristique de Budiño avec ceux de l'Interglaciaire Mindel-Riss de l'Espagne intérieure (2) (Torralba, prov. de Soria) est difficile à cause de la différence de position et d'altitude (1 100 m à Torralba). Celle que l'on pourrait faire avec la flore du pays basque français étudiée par F. Oldfield contredirait toute datation de notre sol de l'Interglaciaire Mindel-Riss (3). Nous préférons ne retenir que la conclusion prudente suivante : *avant le Riss, la Galice connut une période franchement subaride postérieurement à la crise climatique qui permit les épandages torrentiels; et jusqu'au Riss, les oscillations du climat sont plus proches de celles qui ont engendré les pluviaux que de celles des glaciaires d'Europe occidentale.*

Dans cette hypothèse, il reste à considérer les conditions de mise en place des sédiments argileux qui viennent occuper le fond des « *brañas* » sur les plateaux. A l'aide des pollens, une fois de plus, nous avons pu en effet établir que leur mise en place est antérieure à l'ensemble de la glaciation wurmienne (cf. p. 144); on peut dire encore que l'apport de ces sédiments s'est fait lors d'une période de climat peu marquée par le froid, le paysage végétal n'étant cependant pas celui d'une forêt dense. S'agirait-il du Mindel-Riss ? Dans ce cas, il faudrait admettre une différence notable entre les régions de plateaux de Galice Nord-occidentale et les dépressions du Sud-Ouest; admettre en outre que notre domaine d'étude ne possédait pas les espèces végétales caractéristiques du Grand Interglaciaire de l'Europe occidentale. Et comme il n'y a pas non plus de pollens d'espèces « attardées », il faut plutôt pencher pour une datation un peu plus récente : début du Riss peut-être.

(1) R. Raynal (411), R. Raynal et J. Tricart (412).
(2) J. Menendez Amor et F. Florschutz (325); v. aussi P. Woldstedt (534), p. 334.
(3) F. Oldfield (359), voir également page 223 du présent ouvrage.

c. *Le froid à partir du Riss.*

L'indication du froid pour le Quaternaire récent est à peu près générale, mais il n'est pas aisé d'en donner la chronologie de façon sûre, ni même d'en fournir des preuves indiscutables sauf pour la fin du Wurm. On ne peut pas, pourtant, éluder les problèmes qui se posent.

1) **Les doutes concernant le Riss.**

Du Riss, nous n'avons en Galice que le témoignage des arènes supérieures de Budiño, datées par l'outillage acheuléen moyen ou ancien; ce sont celles qui contiennent des feldspaths encore assez frais, à la différence de celles du Quaternaire ancien à feldspaths absents ou pourris, kaolinisés. Témoignage assez pauvre de signification, tout compte fait; car il est possible que cela représente seulement la fin du déblaiement des altérites et le début de l'attaque de la roche proprement dite.

Au Sud, dans le Portugal central, G. Soarès de Carvalho a utilisé la même distinction entre sables à feldspaths et sables sans feldspaths — complétée par les indications fournies par des plages anciennes — pour dater les accumulations de « la Gandara » (1). Les sables éoliens de la Gandara sont associés à une formation détritique dont la formation par gélivation ne peut être mise en doute (Cap Mondego). Ils alternent en outre, à San Pedro de Moel, avec des tourbes qui furent étudiées du point de vue palynologique (2); elles ont révélé un « paysage de steppe à éricacées pratiquement dépourvue de forêt »; des variations des pollens d'arbres, a été déduite leur constitution à la fin d'une période froide. G. Soarès de Carvalho adopte, mais avec réserve, un âge rissien (fin de la période glaciaire). Cependant on doit confronter ces résultats avec ceux que M. Montenegro de Andrade a obtenus de l'examen d'autres tourbes considérées comme rissiennes au Portugal. (Viana de Castelo, Portocovo, Vila Nova de Milfontes) (3). Le froid est marqué par l'abondance de *Betula* et de *Pinus silvestris* (20 à 70 % des pollens) et par une place moins abondante quoique notable des éricacées. L'inégale proportion de ces dernières, dont la position sédimentologique n'est pas précisée, ne permet guère d'établir des corrélations avec les dépôts de San Pedro de Moel. Les spectres sont cependant nettement différents de celui que le même auteur a établi à partir d'un niveau tourbeux trouvé à la base d'une haute terrasse du Miño (+ 45 m) et de ce fait rapportée au Mindel (4). Les indications thermiques sont déduites de la rareté de *Betula* (2 %), de la présence de chênes (9 %), *Castanea* (4 %), *Salix* (5 %), à côté de 57 % de *Pinus*. Ce glaciaire aurait été moins froid, et plus humide que le Riss.

Dans une vue plus générale de la question, on retrouve une même incertitude. F. Zeuner, interprêtant les données fournies par Obermaier sur la caverne de Castillo, près de Villacariedo (prov. de Santander), suggère pour le Riss un climat froid (avec renne et marmotte) passant à une période humide (Riss II), et envisage une assimilation de ce « glaciaire » aux « pluviaux » (5). Mais P. Woldstedt, à propos de ce même gisement, place la phase humide dans l'Interglaciaire Riss-Wurm (6). Il est tout aussi difficile de juger de l'efficacité morphologique du Riss. S'appuyant sur l'examen des phénomènes périglaciaires recensés dans les régions de l'Espagne du Nord, L. E. Hamelin estime que la glaciation rissienne fut la plus efficace, et en montagne, sensible aux altitudes les plus basses; il pense que « le climat devait être alors plus pluvial, et morphologiquement plus puissant » (7). Les travaux de K. W. Butzer ont permis à cet auteur de montrer que durant le Riss les trajectoires principales des perturbations atmosphériques traversaient l'Espagne selon une direction WNW-ESE de la Biscaye à la Catalogne, et selon une direction

(1) G. Soarès de Carvalho (**471 bis**).
(2) J. Firtion et G. Soarès de Carvalho (**155 bis**).
(3) M. Montenegro de Andrade (**339**).
(4) M. Montenegro de Andrade (**341**).
(5) F. Zeuner (**541**), p. 249-251.
(6) P. Woldstedt (**534**), p. 335 du Tome II.
(7) L. E. Hamelin (**202**), p. 244.

W-E de Porto-Coimbra aux Iles Baléares (1). Mais en revanche le glaciaire connu en Galice orientale ne montre pas à l'évidence cette prééminence du Riss. Des moraines ont été déposées par des glaciers qui ont occupé les Sierras de Cabrera et de Segundera jusqu'à une altitude de 1 600-1 800 m (2). Le Lago de Sanabria est dû à un barrage morainique. Mais R. Stickel (475) date toutes ces accumulations du Wurm par suite de leur état de fraîcheur et de leur raccordement aux seules terrasses inférieures du rio Tera. P. Vosseler, pour sa part ne cite que des « moraines würmiennes » (530).

La découverte toute récente (3) de deux molaires de mammouth en Galice près de Lugo — à Bujan — ne lève pas le doute : si l'on admet que les mammouths ont vécu entre 115 000 et 25 000 ans, le choix subsiste entre le Riss II et le Wurm. Aussi resterons-nous sur la réserve tant que nous ne pourrons nous fonder que sur les données susceptibles de discussion.

2) Le périglaciaire würmien et ses nuances.

Pour l'époque éémienne, comme pour le Riss, nos connaissances restent des plus réduites. Nous avons seulement recueilli les indices fournis par les sédiments liés à l'eustatisme : terrasses du cours inférieur des cours d'eau à + 15 m et + 5 m, et plages anciennes de même altitude moyenne. D'une comparaison entre les dépôts situés à + 15 m et à + 45 m du cours actuel du Miño, il ressort que les galets petits et moyens des terrasses récentes sont proportionnellement pauvres en roches fragiles (quartzites tendres et grès) et riches surtout en quartzites résistantes et moindrement en quartz (86 à 100 % contre 40 à 66 %, sauf dans un cas, pour les éléments situés à + 45 m). Les argiles des sédiments fins liant les galets sont plus riches en illite que dans les terrasses supérieures (60-70 %) et ne possèdent aucune trace de gibbsite ou de goethite, trouvées par contre dans les sédiments antérieurs. La kaolinite encore présente est moins pure, et se rapproche du type *fire-clay.* Nous pouvons déduire de ces observations que *les reliquats de l'altération tertiaire ont pratiquement disparu; mais comme les roches gélives sont rares, c'est encore plutôt l'altération qui l'a emporté sur l'érosion mécanique* à l'Eémien. On constate par ailleurs que dans le bassin surtout granitique du rio Oro, les granites sont très rares dans les accumulations à + 5 et + 15 m (4). Les enseignements apportés par les plages anciennes de l'Interglaciaire Riss-Wurm sont plus incertains. Certaines sont pauvres en schistes et granites. Pourtant, les galets provenant de ce type de roches ne sont pas rares en divers endroits (5). *La mer est-elle moins sélective que les rivières sur ce point* ? L'Atlantique a connu un « optimum » thermique éémien, déclare Y. Guillien d'après Emiliani; mais cela fut suivi par une « décrue » progressive et de « forme sinusoïdale avant 60 000 BP » (6). L'Ouljien serait donc déjà très proche de l'offensive du froid. Mais alors pourquoi les rivières n'apportent-elles pas un témoignage identique ? La question reste ouverte.

De ce qui précède, découle l'imprécision du moment où ont commencé à se manifester les processus périglaciaires würmiens. Ce qui est sûr, c'est que ceux-ci ont laissé des traces notables, mais différentes selon les secteurs de Galice, septentrionaux ou méridionaux, littoraux ou intérieurs.

Dans la partie côtière au Sud de Bayona, les terres qui remplissent les vallons entaillés dans la *rasa* ont été datées au Carbone 14. Elles appartiennent à la fin du Wurm et au Tardiglaciaire; la partie médiane a 18 200 ± 900 ans et la partie supérieure 11 650 ans; nous avons dit ailleurs, et résumé plus haut (cf. p. 287-291) quelles variations de couvert végétal avaient accompagné ces dépôts, dont les faciès successifs reflètent d'ailleurs les modifications. Leur signification essentielle, à rappeler ici, est l'existence au Finiglaciaire d'une phase à la fois très froide et

(1) Trajectoires VIa et VIb, figurées *in :* (71 ter) et *in :* Meteor. Rundschau Méditerranean area, Tome 13, p. 93-105; 1960.

(2) Cf. Nussbaum y Gigax (355), R. Stickel (475), P. Vosseler (530).

(3) E. Torre Enciso (493), p. 177.

(4) I. Asensio Amor et H. Nonn (18), p. 347-352.

(5) Cf. les plages anciennes de La Guia et Manin (350), p. 259 et 262; ou celles de Mugia et Pta Louridos, v. pages 349 et seq. du présent travail.

(6) Y. Guillien (201 bis), p. 608.

très humide, encadrée par deux périodes de sécheresse et de froid; une phase forestière encadrée de deux périodes de lande ou de steppe assez héliophile. Les faciès du dépôt où les graviers, sables grossiers, et granules sont lités sont ceux qui correspondent aux paysages de steppe ou de lande : ils signifient un ruissellement assez intense. La phase humide est traduite par les faciès limoneux et tourbeux. Mais il est curieux de ne pas trouver dans les vallons de Mougas de véritables formes de solifluxion. Non que celles-ci soient absentes complètement de la région de Bayona - La Guardia. Les cônes d'accumulation traversés par la route qui relie ces deux localités, ou celui que scie le rio Coro près de Sanjian, sont manifestement des dépôts récents de période froide. Les blocs de granite et de gneiss de toutes tailles sont enrobés sans ordre dans une pâte sablo-limoneuse et restent bien frais. Nous nous demandons, devant la contiguité de ces deux formes différentes, quels sont leurs rapports éventuels. A Sanjian, les cônes semblent postérieurs à un niveau de limon tourbeux avec granules et sables lités intercalés; mais il s'agit peut-être d'un glissement. A Mougas, les cônes restent très proches de la partie interne de la rasa côtière; il se pourrait que les apports de sables, granules et limons proviennent du lavage des accumulations supérieures légèrement plus anciennes.

Il n'en reste pas moins qu'*en Galice du SW les coulées de solifluxion n'ont été trouvées qu'au pied de l'abrupt qui domine la rasa.* Pas de *head* au-dessus des terrasses du Miño, ni dans les falaises des *rias bajas.*

Un contraste profond apparaît lorsque l'on compare le littoral cantabrique à la côte du SW galicien. L'abondance des dépôts y est reconnue depuis longtemps, ainsi que nous l'avons rappelé p. 435 et seq. (texte et références bibliographiques). Nous renvoyons le lecteur à notre publication (**351**) et aux pages 436 et suivantes de ce travail pour la description des formes d'accumulation. Nous nous contenterons ici de rappeler l'extension considérable des dépôts sur le domaine de la *rasa* tant aux Asturies qu'en Galice; que près de Burela et de Canzas de Foz, l'entassement des débris peut atteindre la quinzaine de mètres, et plusieurs mètres tout au long du Valle de Moucide. La datation découle d'une mesure du C 14 effectuée sur un lit tourbeux situé dans les deux derniers mètres de l'accumulation en ce dernier lieu : 13 600 ans environ (1). Il y a donc tout lieu de croire que les sédiments périglaciaires cantabriques sont synchrones de ceux du vallon de Mougas. Et pourtant quelle différence de faciès ! A Burela ou Cangas, l'abondance de l'eau se lit dans le triage des sédiments, leur disposition en bancs, lits ou lentilles subhorizontaux. Comme l'ensemble prend l'aspect de cônes coalescents, c'est donc la totalité des versants qui disposait de beaucoup d'eau. La fonte de neiges particulièrement copieuses paraît en être la provenance la plus plausible. Le paysage végétal au Tardiglaciaire (Dryas inférieur probablement) était découvert, et traduisait un froid assez rude dans cette ambiance humide au moins saisonnièrement (cf. spectre indiqué p. 437). Le développement de poches, de fentes, de guirlandes de cryoturbation, en apporte un autre témoignage. Ajoutons que les vallées des rios Lejoso, Noceda, Cobo, Eo, ont fourni d'autres traces de la même phase périglaciaire sans doute, montrant que l'importance du Wurm dans le façonnement du relief est loin d'être négligeable.

Nous avons donc en Galice deux aspects distincts de la même période froide : distincts à la fois par la sédimentologie et par le faciès des dépôts; peut-être également un peu par la flore correspondante. Qu'en penser ? *Plusieurs explications* peuvent rendre partiellement compte de ces différences :

— *Les faits lithologiques :* à Burela, Cangas, l'apport massif de débris est étroitement lié au *caractère gélif des grès quartzitiques de la Sierra del Buyo;* entre Bayona et la Guardia au contraire, l'arrière-pays est granitique ou gneissique, mais de toutes manières difficilement attaqué par le gel. D'autre part, la dénudation pré-würmienne a dû y être très accusée, ne laissant que peu de débris susceptibles d'être rapidement mobilisés.

— On peut invoquer *sans doute aussi une nuance du climat,* de l'ordre de celle que nous avons notée pour l'époque actuelle : l'insolation plus forte au SW a dû y étaler davantage la période de fonte des neiges, elles-mêmes moins abondantes. K. W. Butzer estime que les perturbations atmosphériques empruntaient au Würm une trajectoire : Pays Basque-Catalogne, et une autre, plus importante encore, située à hauteur de Gibraltar. Celle qui dût jouer un rôle

(1) G. Delibrias, H. Nonn et M. Van Campo (**128 bis**).

notable au Riss sur le parallèle de Coimbra et des Baléares était, suppose-t-il, moins fréquentée (1). La région de Galice du Sud se serait ainsi trouvée moins souvent intéressée. Toutefois, la poussée brutale de la forêt de pins et aulnes inscrite dans le diagramme pollinique de Mougas fait supposer des oscillations notables au Finiglaciaire par rapport au schéma général proposé.

Les secteurs côtiers galiciens situés entre les Rias Bajas et la rasa cantabrique offrent divers termes de passage de l'un à l'autre domaine. Cela donne lieu à une contraposition généralisée au long des littoraux de Finisterre à la Corogne. Les nuances y découlent essentiellement de la lithologie. Selon que ce sont des granites de Lage, des granites intrusifs, ou des gabbros, ou encore des schistes de Bergondo qui ont fourni les débris, les aspects sont légèrement différents : ici colmatage sablo-limoneux des vallons (Coïdo de Cuño) là des vallons en fond de berceau, ailleurs des coulées de *head* ou des versants bosselés (Cayon, Razo, Barrañan). La coulée de blocailles enrobées dans une pâte limoneuse fournie par les schistes où les roches basiques est la forme périglaciaire la plus courante depuis le flanc Nord de la Sierra de Barbanza. Mais il faut attendre d'être sur la côte Nord-Ouest, d'avoir passé le Cap San Adrian (Malpica) pour que cela devienne un élément habituel des falaises. Une datation du Würm s'impose alors par le fait que ce head vient recouvrir les plages anciennes que recèle ce secteur littoral au niveau ouljien. Il n'y a là que des traits déjà donnés depuis longtemps sur divers littoraux et que nous avions déjà rencontrés en Bretagne après bien d'autres (2). *C'est donc approximativement à hauteur du Cap Finisterre que s'arrête, vers le Sud, l'extension des head « classiques » ; et sur les côtes asturo-galiciennes que s'individualise un domaine périglaciaire original.* Est-ce à la faveur des affleurements cambro-siluriens ? A la faveur de la barrière massive que constitua la chaîne cantabrique ? A la faveur d'une ambiance climatique moins ensoleillée et plus constamment humide ? La conjonction de ces trois facteurs nous semble suffisante pour expliquer cette originalité.

Il faut maintenant souligner la différence d'efficacité du périglaciaire récent entre les régions côtières et les régions intérieures galiciennes. En dehors des épandages quartzeux du Quaternaire ancien, nous n'avons trouvé que fort peu d'indices d'actions périglaciaires à l'intérieur des terres : dans l'arrière-pays du Mondoñedo, une coulée pierreuse de gélivation a été rencontrée sur les reliefs des Mtes de la Goa (3). Sur la route de Lalin à Carballino, à la limite de la province d'Orense, des schistes ont alimenté une formation de grèze litée; entre Noya et Santiago, sur les flancs de la surface d'érosion tertiaire, des gneiss ont donné des débris disposés en éboulis ordonnés près d'Angeles (4). Maigre bilan tout compte fait, qui fait des plateaux galiciens des zones épargnées en regard des littoraux.

Tout ce qui précède vient étayer de façon remarquable les idées exprimées récemment par Y. Guillien dans les synthèses qu'il a publiées sur le Quaternaire récent (5). Cet auteur pense que *l'Atlantique tempéré, pendant les Glaciaires, a été le centre des régions les plus « sensibles »*, le foyer des pulsations majeures [(**201 bis**), p. 615] ; que la Méditerranée a connu la plus ample oscillation thermique et la crise climatique la plus accusée au Néoglaciaire; il en va de même — quoique moins gravement — au bord de l'Atlantique. C'est approximativement vers 20 000 B. P. que les eaux ont été les plus froides; les paysages steppiques ou les forêts froides de nos dépôts corroborent amplement ce fait. Y. Guillien, et aussi M^me^ Van Campo (6), estiment en outre que *les moyennes montagnes proches des rivages ont joué le rôle de refuge botanique.* La couverture végétale n'a disparu vraisemblablement que dans les zones côtières de l'Atlantique. Ainsi se comprend mieux le caractère brutal à courte période des pulsations floristiques de notre diagramme de Mougas; le retour subit des arbres serait lié à une redescente rapide de la forêt, quand l'humidité s'est conjuguée avec le froid atmosphérique. Nous suggérons, dans cette optique, de considérer les phases steppiques comme liées aux plus basses températures de l'eau

(1) K. W. Butzer (**71 ter**).

(2) Entre autres, travaux de A. Guilcher (**186**), (**190**), (**191**), (**193**), H. Elhaï (**139**), H. Nonn (**349**), et ceux que cite le rapport de la Commission de l'U. G. I. pour l'étude et la corrélation des niveaux d'érosion et des surfaces d'aplanissement autour de l'Atlantique (1956), p. 53 à 86.

(3) A hauteur du kilomètre 39 de la route Mondoñedo-Villalba sur le Mte Peñote (871 m).

(4) Route Noya-Angeles, 300 m avant le croisement avec la route de Negreira.

(5) Y. Guillien (**201**), (**201 bis**).

(6) M. Van Campo et J. Bouchud (**518**), v. aussi M. Van Campo et G. Aymonin (**517**), cf. notamment p. 682. Pour Y. Guillien, v. (**201 bis**), p. 612.

et de l'air, défavorables à la fourniture abondante de vapeur d'eau; les phases plus arborées supposeraient plutôt un réchauffement relatif des eaux, soit que l'air soit plus refroidi que l'eau, soit que le régime thermique des eaux océaniques ait connu une amélioration momentanée, soit encore que se soit rétabli un climat a été sensible ou sans gel tardif (1).

Quoiqu'il en soit, la Galice constitue bien une région de transition entre le domaine asturien, continuation des régions de l'Europe occidentale atlantique sous la forme de toundra boisée, *et le domaine lusitanien et méditerranéen* où prédomine la forêt subpolaire. Telle est du moins la position que lui confère J. Büdel (2), et la déduction que l'on pouvait pressentir à la lumière des investigations effectuées dans les pays voisins de notre terrain d'étude. Aux Asturies, le périglaciaire étudié par N. Llopis Llado (3) est considéré par P. Birot comme « le plus méridional des head », lié à une solifluxion en nappe caractéristique du domaine de la toundra périglaciaire (4). Les indications fournies par L. Grisez (**185**), les auteurs de (**219**), ou par J. A. Martinez Alvarez (**314**) et se rattachant aux mêmes dépôts ou à la même région, sont susceptibles de la même interprétation. Les conclusions des spécialistes des flores et des faunes permettent toutefois de nuancer quelque peu le terme de « toundra » dans le domaine cantabrique. Des sédiments de Castillo, près de Santander, il ressort que le Würm a d'abord eu une phase humide, puis une seconde plus sèche et plus froide (renne, cheval) à caractère steppique. La forêt vint ensuite coloniser la steppe, le climat restant encore froid un certain temps avant d'évoluer vers une ambiance plus douce, puis plus humide (5). Près de Lourdes, la fin du Würm (« troisième phase stadiale ») offre un paysage « steppique modéré » selon H. de Vries, F. Florschutz et J. Menendez-Amor (**528**). La steppe ne s'accentue qu'au Finiglaciaire jusqu'au plus ancien Dryas, un adoucissement suivant immédiatement.

Dans les dépôts portugais, par contre, on tend à mettre l'accent sur des conditions plus ensoleillées et plus sèches. G. Zbyszewski note que la faune à *Elephas primigenius* et *Rhinoceros tochorhinus* est restée cantonnée dans le Nord de la péninsule, l'homme continuant à vivre au Sud au moins saisonnièrement hors des grottes (6). G. Soarès de Carvalho rapporte au Würm d'importantes accumulations éoliennes avec dunes disposées perpendiculairement à la ligne de rivage dans la grande zone sableuse du Portugal central (**469**), (**471**). Pourtant du head a été signalé par A. Guilcher dans les vallons suspendus aux environs de Lisbonne, mais son âge n'a pu être précisé (7).

De toute façon, les contrastes observés en Galice littorale montrent assez la position intermédiaire de notre région lors de la dernière période de froid : intermédiaire entre les secteurs étroitement solidaires de l'Europe centrale et septentrionale et de son histoire, et des secteurs méditerranéens soumis à la succession des pluviaux et des interpluviaux. Ici le Glaciaire würmien a dû être humide dans l'ensemble du pays, mais avec des nuances considérables entre le Nord et le Sud. *Déjà originale au Tertiaire, la Galice dut à sa position atlantique et à sa latitude un certain nombre de particularités au cours du Quaternaire.*

Celles-ci se sont atténuées à l'Holocène. Aux confins de la province de Leon, en altitude, J. Menendez-Amor et F. Florschutz ont pu reconstituer l'évolution des flores depuis le plus ancien Dryas jusqu'au Subatlantique : on lit sur les diagrammes polliniques qu'ils ont établis le passage de la steppe à *artemisia* à la forêt, et les modifications que celle-ci a subies (8). L'évo-

(1) On trouvera dans notre publication (**520bis**) davantage d'éléments de discussion sur l'interprétation du diagramme de Mougas et sur l'évolution de l'ambiance climatique qu'il suppose.

(2) J. Büdel, cf. carte de cet auteur *in* P. Woldstedt (**534**), T. I. p. 320.

(3) N. Llopis Llado (**280**), p. 338-342.

(4) P. Birot (**49 bis**) p. 212; localisation *in* (**285**), carte publiée par l'I. N. Q. U. A. en 1957.

(5) Zeuner (**541**), p. 248.

(6) G. Zbyszewski (**538**), p. 16-17.

(7) A. Guilcher (**189**). La position du head, dans des vallons entaillant un secteur façonné au Tyrrhénien I, laisse le choix de la mise en place entre le Riss et le Wurm.

(8) Le Bølling fut forestier, avant de se terminer par un paysage de parc, affirmé à l'Ancien Dryas. La forêt dense, à l'Alleröd, vit l'apparition du chêne. Avec le développement du Bouleau, au cours du Dryas supérieur et du Préboréal, elle devint « subarctique ». La chênaie mixte s'établit au Boréal, le recul du pin et du bouleau se marquant à l'Atlantique. A une courte récurrence de steppe au Subboréal succéda enfin une nouvelle poussée du chêne, d'autant plus accusée que le pin reculait — en partie à cause de l'homme — cf. (**326**).

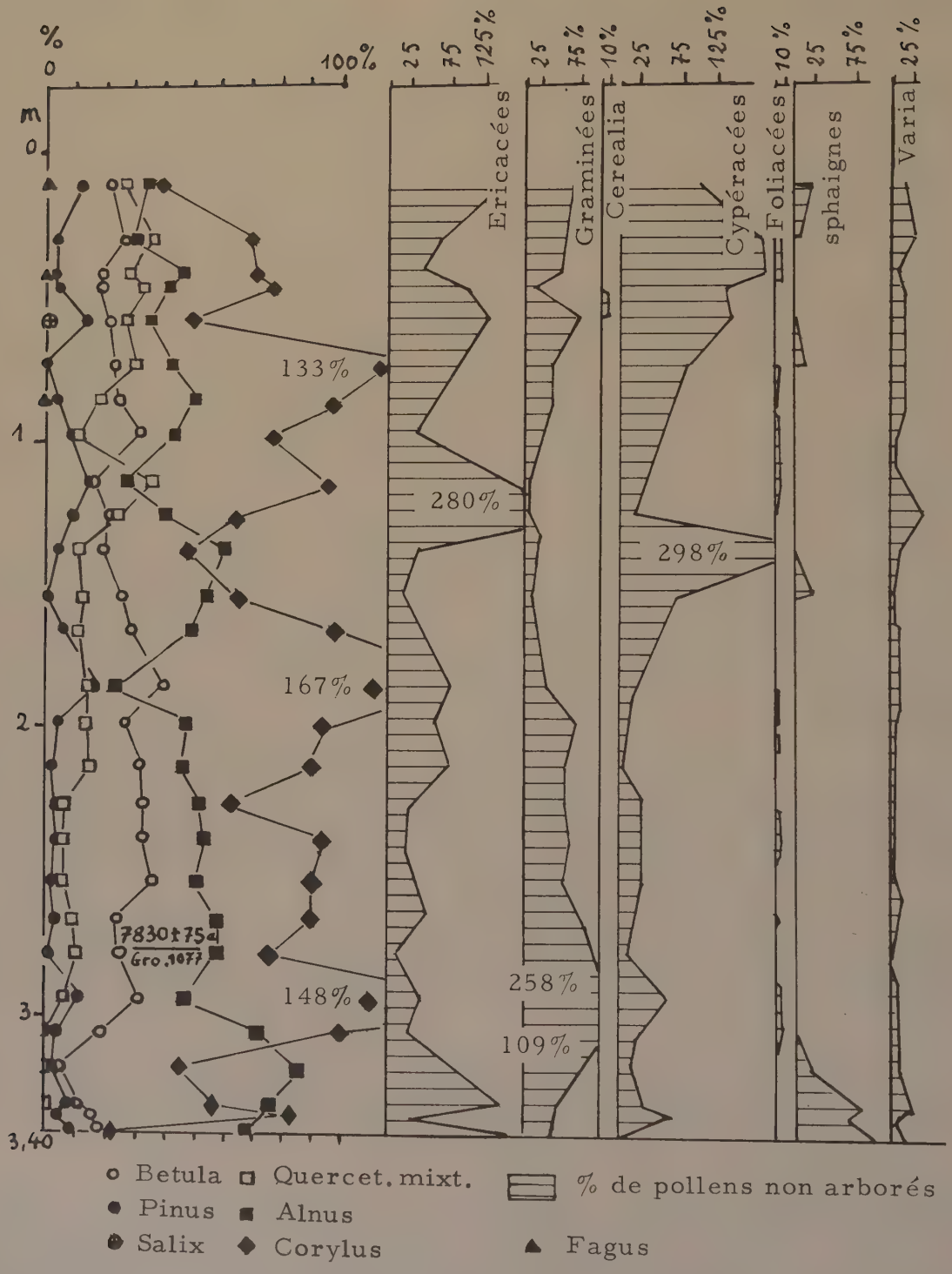


Fig. 80 A. — Montes del Buyo. Dessin d'après (326)

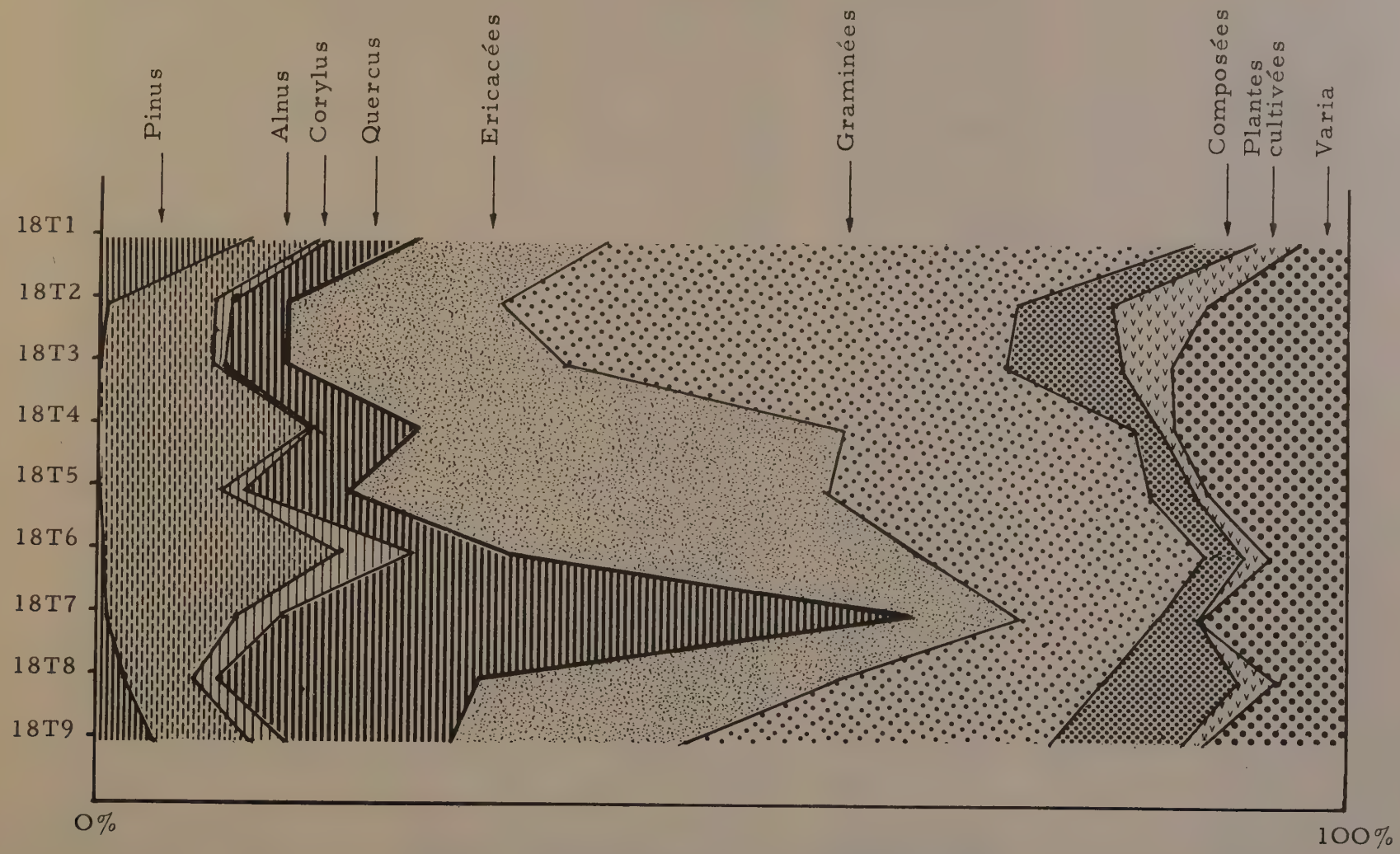


Fig. 80 B. — Diagramme pollinique de l'actuelle lagune de Budiño

lution décrite est ici parallèle à celle que H. de Vries et *Al.* ont reconstituée pour le Nord des Pyrénées (1). Nous ne pouvons malheureusement pas savoir si le domaine atlantique a subi exactement les mêmes fluctuations pour la période du Tardiglaciaire. Pour le Postglaciaire cela semble en revanche à peu près acquis. J. Menendez-Amor et F. Florschutz ont retrouvé la chênaie mixte du Boréal dans les tourbières des plateaux couronnant la Sierra del Buyo (2) (Fig. 80 A). L'augmentation progressive du pourcentage d'Alnus est à remarquer. (Dans une autre tourbière susceptible d'être rapportée à l'Atlantique, à l'Ouest de Carballo, nous voyons l'Aulne atteindre environ 33 % du nombre de pollens d'arbres). On observe aussi au sommet de la tourbière del Buyo une forte diminution de la place des arbres, compensée par une importante poussée des Ericacées et des Cyperacées. Cela suggère l'hypothèse que l'absence de forêt constatée de nos jours est peut-être d'âge Subboréal (3). En effet, la part des arbres est davantage représentée dans les sédiments, probablement un peu plus récents, de la vallée alluviale de l'Arroyo de la Gandara, à l'Ouest de Carballo (fig. 35). Là, les pollens d'arbres forment 25 à 72 % du total, malgré l'existence de quelques pollens de plantes cultivées (4). Doit-on, dans ces conditions, admettre qu'à l'Atlantique les parties basses étaient encore peu défrichées, et que les espaces boisés s'étendaient encore largement ? La lande si répandue dans les secteurs culminants de Galice est-elle plus précoce dans les hauteurs que dans les régions de faible altitude ?

Ces différences en fonction de l'altitude s'inscrivent cependant dans un même schéma qui comprend un réchauffement général du climat à partir du Boréal. Ce fait reste conforme à ce que l'on sait du Postglaciaire en Europe. Notre région ne se singularise plus. Tout au plus, si l'on en croit R. Margalef, le Boréal fut-il un peu moins frais qu'en Europe, et suivi d'un Atlantique à la fois plus chaud et plus humide que ne l'est l'ambiance actuelle. Toujours d'après le même auteur, le parallélisme des fluctuations avec ce que l'on sait pour l'Europe est acquis à compter du Subboréal (5). Les derniers épisodes de la flore galicienne n'ont plus de valeur paléoclimatique. La raréfaction du chêne et l'essor de *Pinus pinaster*, bien établis par les études de tourbières de F. Bellot, sont liés à l'action de l'homme; cela se passe même à l'époque historique (6). Les oscillations entre chênaie et pinède intéressaient antérieurement surtout *pinus* type *Pinea ou halepensis*, si l'on en juge par l'analyse pollinique de la tourbière subactuelle de Budiño, dont la figure 80 B donne l'image. De même, pour importante que soit l'implantation récente de l'eucalyptus dans les traits des paysages sud-galiciens, elle n'entraîne aucune modification notable dans les processus morphogénétiques actuels.

Ce long résumé de nos conclusions, confrontées aux acquisitions antérieurement établies dans des régions plus ou moins proches de la nôtre, a permis de retracer dans quelles conditions se sont élaborées les formes du relief de la Galice occidentale et septentrionale. Ces données nous ont été souvent fournies par bribes du cours de l'examen successif des diverses contrées naturelles de ce pays. Certaines ne sont pas établies avec certitude; d'autres ont été déduites de ce qui l'a été pour les régions environnantes. Nous espérons cependant avoir ainsi réduit le plus possible les « séquences » floues de ce « film » de l'évolution morphologique. Nous pouvons maintenant aborder un autre bilan de nos recherches : la présentation des types de paysages, en tenant compte de leur genèse.

(1) H. de Vries et *Al.*... (528).

(2) (326), p. 97-99. Les tourbières se situent vers 600 m; une datation au C 14 confirme l'âge « boréal » de l'accumulation : 7 830 ± 75 ans à 2,70 m de profondeur.

(3) Des pollens de plantes cultivées (Cerealia, Castanea t., Juglans) ont été trouvés dans les 0,60 m supérieurs de la tourbière. Ils empêchent de déterminer la cause exacte de la déforestation.

(4) V. pages 167 et seq., diagramme fig. 35 établi par M^me^ Van Campo, et fig. 36.

(5) R. Margalef (310).

(6) F. Bellot (31) et (36).

Tableau XXVI

Spectres polliniques de l'actuelle Gandara de Budiño

Niveaux	Pinus	%	Alnus	%	Corylus	%	Quercus	%	Ericacées	%	Graminées	%	Composées	%	Chenopodiacées	%	Cultivées	%	Diverses	%	Total	Filicales	%	Abîmés + varia	%
18 T 1	47	11,8	23	5,8	3	0,75	27	6,8	63	15,8	187	46,9	19	4,8	—	0	15	3,8	15	3,8	399	48	12	95	24
2	3	0,4	62	8,8	9	1,3	32	4,5	121	17,1	294	41,6	54	7,6	1	0,1	52	7,4	78	11	706	64	9,1	215	30,4
3	—	0	64	8,8	9	1,2	36	5	162	22,3	257	35,3	69	9,5	—	0	30	4,1	99	13,6	726	65	9	176	24
4	+	0	65	16,7	2	0,5	33	8,5	133	34,2	90	23,1	8	2,1	—	0	5	1,3	53	13,6	389	19	5	55	14,4
5	+	0	57	9,8	10	1,7	43	7,4	231	39,8	149	25,7	20	3,4	—	0	7	1,2	63	10,9	580	47	8,1	85	14,7
6	2	0,5	73	19	22	5,7	29	7,5	127	33	88	22,9	13	3,4	—	0	8	2,1	23	6	385	19	5	110	28,6
7	1	0,6	17	10,4	6	3,7	83	51	14	8,5	18	11	5	3	—	0	—	0	20	12,2	164	13	8	37	22
8	8	2,3	19	5,5	6	1,7	73	21,3	97	28,3	74	21,6	37	10,8	—	0	11	3,2	18	5,2	343	50	14,6	80	23
9	17	4,7	28	7,8	13	3,6	44	12,3	67	18,7	105	29,2	37	10,3	—	0	6	1,7	42	11,7	359	35	9,7	63	17,5

Le *Pinus observé à la base* est de type Pinea ou Alep (halepensis). Pas de P. Pinaster.

Le *Pinus* de 18 T 1 est maritime ou pinaster.

La présence de pollens de plantes cultivées indique un âge post-néolithique.

18 T 9 = pinède à Pinus pinea et halepensis.

18 T 8-7 = chênaie à chêne nettement dominant.

18 T 6 à 2 = chênaie à aulne et corylus dominants.

18 T 1 = pinède > chênaie.

CHAPITRE II

TRAITS GÉNÉRAUX DES PRINCIPALES FORMES DE RELIEF GALICIENNES

De l'évolution morphologique qui vient d'être retracée, nous retiendrons plus particulièrement ici les conclusions majeures suivantes :

1) Les mouvements tectoniques tertiaires n'ont guère eu de prolongement au Quaternaire, et ils ont respecté très largement les formes issues des aplanissements éo-oligocènes, leur maille étant assez lâche, et les conditions de perchement étant favorables à la conservation de vieilles surfaces. Une stabilité du socle se trouvait assurée, dans ces conditions, lorsque survinrent les perturbations glacio-eustatiques. D'où bien des traits du relief littoral.

2) Des conditions de morphogène fortement marquées par une ambiance chaude et humide se sont maintenues au cours de toute la seconde partie du Tertiaire, et les phases froides quaternaires n'ont guère transformé les paysages intérieurs et côtiers. Il en résulte l'absence de reliefs brutaux, abrupts, très fortement saillants. Prédominant au contraire des paysages « mûrs » sur le continent, avec des versants évolués et marqués autant par les effets de la dégradation aréolaire que par ceux de l'incision linéaire. L'érosion différentielle, préparée par une altération sensible et inégale des terrains, n'a été révélée ou poursuivie que dans la mesure où la mise en saillie des unités de relief n'a pas trop paralysé le travail de l'érosion linéaire. La variété des roches donne naissance à certains traits morphologiques, mais sans que des dénivellations considérables en proviennent. Ces traits ont pu persister jusqu'à nous sans être oblitérés par la cryergie ou la solifluxion quaternaires. Dans le modelé continental, les caractères structuraux se lisent dans une topographie « subtropicale ». Sur la côte, la « maturité » des formes devient un trait subordonné, devant la prédominance de la trame structurale qui avec la submersion confère au littoral ses traits de « jeunesse ».

A. — LES PAYSAGES CONTINENTAUX

« Sierras », plateaux, secteurs d'avant-pays : telles ont été de l'intérieur vers les côtes les désignations les plus constamment employées dans la présentation analytique. Maintenant que l'examen de détail est terminé, les paysages rencontrés sur ces diverses unités peuvent être regroupés, et ramenés à quelques types génétiques. Ainsi seront rappelés brièvement, et de manière synthétique, les éléments majeurs dans lesquels s'impriment les divers comportements des roches responsables de certains autres traits du relief.

1) Les types de paysages

Un des plus caractéristiques aussi bien sur les sierras (dont on a dit combien l'appellation était peu expressive du modelé réel) que sur les plateaux étagés de la Galice occidentale, est la ***surface de pédiplaine***. Ce n'est pas le plus répandu, du moins dans son intégralité car il a servi de point de départ pour presque tous les autres types de paysage. Il en reste cependant quelques témoins de dimensions variables. Tels les plateaux de la Tierra de Mellid, l'environnement du couloir de Guittiriz, celui du bassin de Roupar du côté de l'Est (los Montillos), la Sierra de Forgoselo ou des étendues plus petites, mais tout aussi expressives, sur les sierras de la Capelada (Ortegal) ou Faladora (N de Puentes). Le lecteur en retrouvera des présentations aux pages 70, 127 par exemple, et sur les photos des planches I, VIII et XXIV. On y remarque la planéité quasi parfaite des interfluves, très doucement inclinés à partir des reliefs résiduels, à peine incisés par des cours d'eau aux tracés plus ou moins parallèles. Les Inselberge que l'on rencontre sur une telle surface correspondent presque toujours à des roches filoniennes ou en bancs épais, très résistantes chimiquement : quartz (N de Puentes, Pico Sacro) quartzites, éclogites (Capelada). Des angles nets marquent le contact entre le pédiment et la partie non réduite du filon.

De telles topographies se rencontrent, chicots résiduels en moins, et limités à des interfluves moins étendus, sur le palier tortonien : pays de l'Ulla moyen [p. 232 et *seq.*], Est du pays des rias centrales (cf. p. 100-103). Une différence fondamentale existe cependant entre le domaine des plateaux supérieurs et celui de l'épicycle miocène. Pour le premier, seules des roches assez résistantes, seuls des secteurs fortement perchés ou très intérieurs ont pu conserver l'aspect de pédiplaine, l'altération miocène et les retouches successives de l'hydrographie organisée ayant défoncé la plus grande partie de leur extension. Pour le second, l'aplanissement n'a pris de l'envergure que sur des terrains de moindre résistance, et ce sont des schistes généralement qui ont été les plus amplement nivelés. D'où l'absence de chicots, et une tendance à l'oblitération assez rapide des surfaces.

Des plateaux à topographie de dégradation lente constituent un second type de paysage. Ils se rencontrent dans les hautes vallées, ou les zones de cols par exemple : tel est le cas du couloir de Guittiriz, la Ulloa (haut bassin de l'Ulla), et les bassins des premiers affluents de rive Sud de l'Ulla (Tierra de Camba, Tierra de Deza). Les surfaces éogènes situées sur des compartiments soulevés d'assez grande dimension, comme à la Grova, entre Miño et ria de Vigo, et sur la sierra de Barbanza ainsi que le Pico de Meda, le Mte Xalo, la Sierra de Gistral, en constituent d'autres éléments; nous en rapprochons bien entendu les vieilles surfaces pré-éogènes du domaine des « sierras » (Careon, San Sebastian, Tierra de Montes. Sierras del Suido et de Avion). Enfin, dans les cuvettes résultant d'un gauchissement à moyen ou court rayon de courbure (haute vallée du Tambre, et surtout Cuenca du Jallas), on retrouve les mêmes thèmes de la topographie. Ce sont des interfluves à peine mamelonnés, séparant des vallons légèrement convexes dans leur profil transversal ou délimitant des alvéoles (« brañas »). Là, les fonds sont le lieu d'un faible remplissage; s'y succédèrent des apports sablo-graveleux — en phase d'érosion « active » —, et des dépôts d'argile quaternaire qui supportent des tourbières récentes et actuelles (v. p. 143 et *seq.* notamment).

Comme l'a déjà indiqué P. Birot (1), les surfaces de dégradation lente — ou de rajeunissement lent — sont en étroit rapport avec un certain style de mouvements tectoniques; ce sont ceux qui ont placé assez récemment en position perchée des régions de roches résistantes à l'érosion linéaire mais non à l'action météorique : mouvement de bascule lent (cuencas étendues) ou mouvement plus brutal (surfaces alors limitées au voisinage des cours d'eau de faible débit). A cette justification, tout à fait valable en Galice, comme pour les régions granitiques de Méditer-

(1) P. Birot (46), p. 140-144; cf. discussion *in* C. Klein (254), p. 297-299.

ranée occidentale que cite P. Birot, s'ajoute le rôle de la nature des roches. Les régions de dégradation lente, dans notre terrain d'étude, coïncident avec des affleurements de roches qui à l'altération ont donné beaucoup d'éléments fins, argileux (schistes sériciteux, roches basiques ou schistes migmatiques, granites gneissiques assez fins et grano-diorites. L'importance de la proportion d'argiles fournie lors de l'altération a dû contribuer à la lenteur de l'évolution, alors que la faiblesse des pentes paralysait le départ des altérites.

Les formes de regradation caractérisent par contre les bordures de plateaux soumises à des retouches fréquentes du fait des variations de rythme de l'épirogénie, d'une part, du fait des oscillations eustatiques d'autre part. Leur évolution n'a cessé malgré ces perturbations, d'être commandée par la position du niveau de base général. Nous ne parlons plus ici de surfaces, car à partir des formes héritées, qui étaient des éléments d'aplanissements sur lesquels s'est installé un réseau hydrographique, ce sont dégagées des formes de dissection. Restant « vivantes, constamment regradées » (1) en fonction des rythmes tectoniques, elles ont pris une physionomie propre, tenant compte de l'ambiance bioclimatique persistante du Mio-pliocène. D'où leur aspect de collines, vallonnements à pentes douces et assez évasés. C'est dans ce domaine aussi que l'exploitation des différences de météorisation sur les surfaces des versants eux-mêmes a été le plus communément réalisée. Presque tous les bassins-versants y ont été des lieux de développement des glacis au Quaternaire ancien.

Ce sont donc, dans un certain sens, des modelés « polygéniques » puisqu'il y a association topographique d'éléments façonnés successivement et intégration de processus différents. Nous préférerions les définir, en réalité, par le caractère « acyclique » de l'évolution qu'ils ont connue depuis le défoncement de la surface d'érosion, puisque le « mode d'expression morphologique » (2) n'a pas connu de perturbations fondamentales.

Il est encore d'autres reliefs, cette fois nés du ***recoupement effectif de surfaces d'érosion***. Nous n'entrerons point dans une discussion de terminologie pour leur désignation : surfaces à facettes ? polycycliques ? polychroniques ? polygéniques ? Ce sont en effet les étendues dérivant des aplanissements éogènes, moins relevées au cours du Miocène, et recoupées par l'épicycle tortonien selon un angle certainement très faible. Elles se localisent dans les secteurs d'avant-pays du NW de la Galice. Il est des endroits où le recoupement a réalisé un emboîtement de faible envergure, comme dans le golfe de Bergantiños (pays de Carballo, v. p. 162-165); en d'autres lieux l'on ne trouve plus qu'une topographie presque entièrement affectée par le nivellement miocène (pays schisteux des Mariñas, p. 110-112). Le sort réservé ultérieurement à ces secteurs d'avant-pays a varié selon les roches : dissection, dans les schistes de Bergondo, en lanières et serres d'interfluves minces et peu vigoureuses; dégagement de coupoles granitiques dans le massif intrusif de la Corogne. Sur les terrains de ce dernier les glacis du Quaternaire ancien sont absents, alors que leur intervention s'est généralisée dans les schistes, et s'est manifestée de façon un peu plus localisée dans les gneiss du complexe ancien ou les migmatites du groupe de Lage.

Les divers types de paysages ou familles de formes que nous venons de présenter représentent le canevas dans lequel se dessinent des unités morphologiques plus petites : chicots, tors ou dômes, talus, vallées et versants. Avant de considérer les formes à cette échelle, nous voulons insister sur un caractère prédominant qui ressort de notre analyse « régionale » : à savoir la profonde marque des vagues de planation successives, interférant avec les mouvements tectoniques tertiaires. *La Galice offre des paysages classiques de plateaux étagés, emboîtés. Son relief, « polycyclique »* (3), *résulte du rythme interrompu de la tendance au soulèvement de l'antéclise, et de l'ampleur des surfaces intéressées chaque fois par les manifestations des forces endogènes* (épirogénie). *Mais en outre,* tandis que persistaient des conditions de climat chaud, *l'alternance*

(1) C. Klein (254), p. 299.

(2) C. Klein (254), p. 304. Ici, c'est le façonnement du modelé en fonction d'un réseau hydrographique organisé. La crise « méditerranéenne » du Quaternaire ancien n'a pas entraîné un changement véritable du système morphogénétique.

(3) Nous ne voulons pas entrer dans la discussion dont fait l'objet le mot « cycle », ni faire supposer que toute l'évolution morphologique s'est déroulée dans des conditions de morphogénèse toujours semblables.

de phases humides (à couvert forestier) et de périodes plus sèches (savanes ?) introduisait des différences sensibles de morphogénèse qui ont pu se traduire par un emboîtement de niveaux, au cours d'une période d'actions tectoniques réduites. En sorte qu'il vaudrait mieux dire que plusieurs « séquences » (1) morphogénétiques ont concouru à l'élaboration du relief galicien.

2) Les traits d'érosion différentielle

Avec l'examen du comportement des roches, nous allons tenter de rassembler d'autres familles de formes rencontrées également en des endroits très divers du territoire que nous avons étudié. En outre, il peut être intéressant de préciser — dans la mesure du possible — l'échelle de résistance des roches correspondant aux conditions de l'ambiance subtropicale ou tempérée chaude. Enfin, l'appréciation de l'efficacité maximum de l'érosion différentielle est d'une grande utilité pour interpréter convenablement la nature de certains talus ou abrupts. Lorsque le commandement dépasse les possibilités du jeu de la lithologie, l'origine tectonique peut être avancée avec beaucoup plus de certitude.

a) Les formes de relief propres à quelques familles de roches.

Le modelé schisteux.

Dans les schistes sériciteux ou micacés de Puentes à l'Est d'Ortigueira, les schistes d'Ortigueira très voisins, et les schistes amphibolitique de Cedeira ou du Pico de Moles, dans les phyllades de la Galice orientale, les traits les plus fréquents sont les suivants :

— Une assez grande densité du réseau hydrographique, favorisée sur la bordure et au pied des plateaux par les dénivellations entre eux et le niveau de base toujours peu éloigné.

— Des versants en V ouverts mais profonds; leur profil est généralement rectiligne, hors des secteurs de dégradation lente.

— Des interfluves souvent réduits à l'état de lanière mais encore suffisamment larges pour avoir conservé la topographie créée par les aplanissements, et pour que soient dégagées quelques crêtes résiduelles minces.

— Reliefs principaux et grands versants sont fréquemment lacérés par des griffures de ruissellement, ramifiées en « Y ». Ce dernier trait n'est pas tout à fait actuel, semble-t-il, car tous les talwegs élémentaires sont occupés par la végétation (buissons, arbres — notamment le châtaignier —) et ne fonctionnent que comme évacuateurs; nous n'avons que très rarement noté des entailles récentes, strictement localisées d'ailleurs. A ces traits communs, s'ajoutent bien entendu des traits particuliers, dans l'assez faible taux de couvert végétal que supportent ces différentes roches comme dans la présence et l'importance des reliefs monoclinaux sur les sommets et les versants.

L'explication de ces divers caractères a été recherchée dans la lithologie. D'une manière générale, la densité de l'hydrographie provient du « feuilletage qui favorise l'érosion linéaire et la multiplication des thalwegs » (2), et de leur nature argileuse, combinées à l'abondance des pluies et à la sollicitation au creusement qu'à engendrée la dénivellation entre plateaux et niveau marin.

L'induration de ces roches est toutefois suffisante pour que soient conservées les topographies anciennes. En effet, nous avons vu que les schistes cambro-siluriens sont intimement

(1) J. Tricart (indications verbales).
(2) P. Birot (53), t. I, p. 122-133.

pénétrés par des bancs minces de quartzites, que les schistes sériciteux et micacés de Puentes étaient lardés de filonnets de quartz et quartzite. S'ajoute à ce premier facteur, fréquemment, un pendage très accusé (supérieur à 45°). Cela permet non seulement le maintien des paysages de vieilles surfaces, mais aussi la persistance de reliefs monoclinaux très redressés sur les versants comme sur les anciens niveaux; ce sont des crêtes minces, alignées, que nous avons nommées « galiñeiros » (crête de coq). Sur les interfluves aplanis, elles constituent des « Inselberge ». Sur les versants, elles donnent — en partie — la mesure de la perte de substance de ceux-ci. Du fait de pendages moins accusés et d'une homogénéité notable sur une grande épaisseur, il ne s'est pas conservé de beaux lambeaux de niveaux d'érosion sur les schistes cambro-siluriens de Galice orientale. Par contre, la puissance de certains lambeaux de quartzite a permis le dégagement de crêtes (bords de synclinaux perchés par inversion de relief, lors de l'affouillement des schistes encadrants): ce sont par ex. les Mtes Mondigo et Peña Longa (cf. p. 428).

La persistance des formes d'aplanissement s'explique à nos yeux par d'autres faits encore. Lors de l'altération chimique miocène, ces terrains, lorsqu'ils étaient en position d'interfluve, n'ont que peu « fondu ». Nous expliquons cela par le fort pendage des couches; le front d'altération n'a guère progressé parce que les altérites étaient rapidement très argileuses, et que la rugosité et l'irrégularité de leur surface de base ont freiné considérablement leur départ. Il a fallu l'intense ruissellement du Quaternaire ancien pour les déblayer. Sur les versants, les pertes de substance furent plus fortes, d'où l'ampleur des sillons d'érosion des vallées; d'où aussi le démantèlement des surfaces dans les terrains cambro-siluriens plus confusément plissés et plus disséqués.

Autre aspect frappant — négatif celui-là, — la rareté des phénomènes périglaciaires sur des terrains schisteux assez peu métamorphisés. Comment la justifier ? Seraient-ils peu sensibles à la gélivation ? Il y a là quelque chose de surprenant. La végétation a peut-être protégé les interfluves d'une attaque trop brutale de la cryergie (1). Celle-ci a sans doute d'ailleurs fourni plutôt du limon, comme ce fut le cas des schistes briovériens en Bretagne (2); le limon fut alors assez facilement déblayé par les eaux de pluie ou de fonte des neiges; mais il reste que l'ablation a été réduite peut-être parce qu'elle allait plus vite que la préparation des débris. En effet, les versants eux aussi sont peu empâtés, à la différence de ceux du Massif Central par exemple (3). Mais sans doute comme c'est le cas de cette dernière région pour les vallées jeunes, cela s'explique-t-il par le caractère récent de l'entaille d'érosion linéaire, gagnant de vitesse la fourniture des fragments (4).

Reste le problème des griffures de versants. Nous pensons qu'elles attestent précisément l'efficacité du ruissellement lors des dernières périodes froides. Sur la rasa cantabrique, le fait est patent puisque dans les grès de la sierra del Buyo, chacune est terminée par un cône d'accumulation würmien (Valle de Moucide par ex.). Et si les ravinements l'ont emporté sur la solifluxion, cela tient à de multiples causes. L'une est probablement le rôle de la neige dans ce type particulier de Périglaciaire atlantique. Les autres tiennent aux roches elles-mêmes : irrégularité des fronts d'altération, faible épaisseur des sols ou des régolites (5); porosité initiale très réduite en roche saine, mais s'exagérant très vite avec les progrès de l'altération. La limite de liquidité a pu ainsi se trouver atteinte par endroits et faciliter les phénomènes de ruissellement localisé. Dans les secteurs de roches riches en ferro-magnésiens, la peptisation des argiles a dû agir dans le même sens (6). Ce qui est sûr, en tous cas, c'est que les ravinements ne sont plus aujourd'hui qu'entretenus épisodiquement.

(1) Il faut supposer comme on l'a vu, une place assez importante de la neige dans les périodes froides du Quaternaire. A-t-elle freiné la gélifraction sur les intrefluves ?

(2) A. Meynier (**331**), 2e art. p. 6-10, et H. Nonn (**349**), *passim*.

(3) J. Beaujeu Garnier (**29**), p. 255.

(4) *Ibid.*, p. 266.

(5) N'oublions pas qu'il y eut, entre le Tertiaire et le froid périglaciaire une phase — ou plusieurs — de nettoyage des altérites.

(6) J. Tricart (**511**). *Le modelé des régions chaudes* (1965), p. 183-185.

Dans la catégorie des schistes à texture fine dite de Bergondo et d'Ordenès, les paysages sont quelque peu différents. Les traces de griffures ont disparu, tandis que les versants deviennent plus doux, plus nombreux aussi, la dissection en collines étant générale. La solifluxion ne paraît pas exclue de leur façonnement, en quelques endroits que les glacis du Quaternaire ancien n'ont pas affectés. Ces traits originaux s'expliquent aisément par les caractères particuliers des terrains. La finesse de leur grain rend prédominante leur décomposition en particules ténues, limoneuses. L'évolution des versants est facilitée par la rapide altération de ces roches, dont nous voyons la porosité progresser très vite sous l'action de la météorisation (cf. p. 111). Les sols de décomposition restent perméables, si bien que leur teneur en eau maximum dépasse légèrement la limite de liquidité (1). L'ablation par une solifluxion liquide a été possible, notamment quand la neige permettait une complète saturation. La faiblesse des pentes, due à la retouche de la phase torrentielle des glacis, a empêché le développement de ravinements, d'autant que les conditions favorables à l'ablation liquide étaient assez générales.

Dans les corps basiques.

Nous trouvons là un comportement qui tient à la fois des schistes et des roches grenues. Les gabbros et norites donnent des formes molles, des paysages de croupes arrondies, convexes, que recouvrent des sols rougeâtres très argileux. Ces enveloppes d'altération sont les seules où nous ayons rencontré des conditions permettant la solifluxion plastique (2), à laquelle nous avons imputé les versants bosselés du pays de Barrañan et de Razo (environ de Carballo). Les amphibolites de ce secteur sont peu différents des gabbros pour ce qui est des traits topographiques, à ceci près que leur disposition feuilletée les rapproche aussi des schistes de Bergondo. Leur aptitude à la plasticité se réduit, la limite de celle-ci se rapprochant beaucoup de la limite de liquidité. Toutefois un trop faible pourcentage de vides rend le processus de solifluxion pratiquement irréalisable. Les aptitudes mécaniques des sols marquent donc bien la place de transition qu'occupent les amphibolites entre les gabbros et les schistes.

Les paysages réalisés dans les gneiss migmatiques et granites gneissiques.

Ils se distinguent des précédents de diverses manières. On y rencontre bien sûr les éléments de niveaux d'érosion, mais avec des irrégularités de détail relativement fréquentes (blocs ou bancs par exemple). Les versants surtout se signalent par leurs profils assez rectilignes, accidentés de micro-reliefs perceptibles à travers le couvert végétal. Des traces de griffures ont été inscrites parfois dans ce type de roches; les plus belles existent au Sud de la ria de Vigo, sur le talus qui domine la rasa miñote. C'est le travail des eaux würmiennes sans doute, puisque l'entaille correspondante s'inscrit dans la rasa elle-même. Mais des abrupts aussi raides ne sont pas chose courante, de sorte que les ravinements restent des exceptions. Ce que l'on rencontre le plus généralement, ce sont ici et là des poches de colluvionnement, mais localisé et peu épais. Ceci surprend quelque peu car les gneiss et granites gneissiques nous ont semblé sensibles à l'altération argileuse au moins autant qu'à la désagrégation granulaire. La très grande densité des diaclases qui les affectent facilite les progrès de l'attaque chimique. On rencontre en outre presque toujours un sol de type « ranker » à la surface de ces terrains, supportant une végétation qui, sans être dense, est mieux fournie que sur les granites massifs et intrusifs.

Le trait majeur de leur lithologie est sans conteste leur imbrication étroite avec des bandes ou des enclaves de schistes, leur hétérogénéité de grain et de composition minéralogique également. Certes ces éléments ont permis le développement d'une altération différentielle que les glacis ont révélée au Quaternaire ancien; ils ont provoqué la mise en valeur des micro-reliefs dont nous venons de parler. Mais cela n'a guère gêné la conservation des aplanissements, ni

(1) Teneur en eau maximum : 61-63 %; limite de liquidité 57-60 %. Pas de conditions favorables à la plasticité (limite de plasticité non mesurable); surface de « cisaillement » irrégulière.

(2) Teneur en eau maximum : 32 %; limite de plasticité : 23,6 % indice de plasticité 7,4 %.

celle des pentes d'incision linéaire. Nous expliquons ces aspects parfois contradictoires par la lenteur d'évolution des formes. Celle-ci est en rapport avec la faible porosité initiale des terrains, porosité qui ne croît que lentement s'il n'y a pas intervention de la fissuration ou de la tectonique (1). Si, au cours du Tertiaire, il y a eu une forte attaque chimique, les éléments en ont été exportés : les argiles en premier lieu par suite du filtre forestier, les sables ensuite par le ruissellement et les cours d'eau. Les pentes ont dû reculer parallèlement à elles-mêmes sans se modifier beaucoup. Les conditions d'évolution plus récentes doivent passer par la réalisation d'un sol, aujourd'hui très lente. Par ailleurs, les sols ne comportent qu'un assez faible pourcentage de vides (17-23 %) qui empêche le départ des débris sous forme plastique ou liquide, d'autant plus que le toit de la roche saine est irrégulier.

Le granite non orienté, à deux micas, syntectonique.

Il présente bien souvent des similitudes de paysages avec les anatexites ou les granites gneissiques. Il n'est pas toujours aisé de lire les contacts, de discerner les deux types de roches sans un examen détaillé des coupes. Partout où le granite a un grain moyen ou grossier, partout où les diaclases sont denses et de direction et pendages variables, on rencontre des formes semblables à celles des granites gneissiques : chicots et aspérités de détail, petits tors; les versants sont encore peu convexes, sur lesquels la morsures du ruissellement concentré est réduite (2). La variabilité du grain, l'hétérogénéité de la roche y ont favorisé aussi l'ouverture d'alvéoles, de zones fragiles déblayées ensuite par le ruissellement, mais les formes sont aujourd'hui presque figées pour les mêmes raisons.

Nous insisterons plutôt sur les endroits où le granite non orienté donne des topographies plus originales. Il en est de deux types essentiellement, qui doivent leurs aspects à la texture de la roche et à la disposition des diaclases. Une texture grossière mais non porphyroïde avec un grain qui reste homogène, des diaclases espacées et parfois courbes, engendrent en divers endroits des paysages de coupoles, de tors massifs entièrement dénudés ou presque. Les versants y sont étroitement structuraux, constitués par des surfaces de diaclases. Ainsi, les Peñas de Louseiras, au N de l'Eume moyen, sont liées à des secteurs où le granite n'est coupé que de loin en loin (10 m ou davantage) par des diaclases subverticales et où des diaclases nettement courbes sont dégagées. Ce sont également des dalles structurales qui forment les versants des gorges de l'Eume, du Tambre (3). Nous avons vu aussi des aspects de coupoles, plus petites, dans les Mtes Castelo et San Mamed, au N de la ria de Arosa (ici pas de surfaces courbes, mais encore des diaclases assez espacées de 2-4 m). Le profil des reliefs devient heurté, déchiqueté, lorsque des réseaux de diaclases verticales, de directions différentes, sont prédominantes et se recoupent : tels, dans l'arrière-pays de Vigo, les Cerros de Fragoso, le Chandebrito, le Mte Vilariño.

Le second aspect est lié à une texture fine, au contraire. Souvent, le système de diaclases est plus complexe, et plus serré; surtout des plans horizontaux recoupent les joints verticaux. Il en résulte une disjonction en blocs parallélépipédiques superposés, bien empilés. Cela provoque des reliefs plus heurtés dans le détail quoique les profils sommitaux n'en soient point irréguliers : les Mtes San Bartolomé et Faro de Vimianzo, l'arrière-pays Sud de la ria de Pontevedra (Mte Curras) et Est de celle de Aldan illustrent bien ces paysages. Curieusement, cette densité des joints subhorizontaux est liée à l'apparition d'une linéation déjà bien esquissée. C'est aussi dans ce genre de granite que des taffoni ont été rencontrés (cf. p. 307). Le degré de dénudation des reliefs ainsi créés est variable. Par endroits, la végétation est quasi absente; ailleurs les blocs parallélépipédiques restent en partie masqués par elle.

(1) Dans le granite gneissique de la Grova, la porosité passe de 0,368 à 0,651 avec le début de l'altération. Elle passe de 0,4 à 1,08 et 1,15 dans les anatexites situées en amont de la ria de Noya. Lorsque des cataclases ou des déformations ont affecté les roches, la porosité dépasse 1,5.

(2) Il s'agit alors de griffures peu profondes, et non ramifiées (cf. moyenne vallée du rio Umia).

(3) Certaines ont un profil courbe, mais *nous n'employons le terme de diaclase courbe que quand il y a au moins deux surfaces de diaclases parallèles et superposées, et un rayon de courbure marqué.*

Quoiqu'il en soit, ces quelques indications montrent bien qu'il n'y a pas qu'un seul type de « disjonction » pour le granite de deux micas. I. Parga et E. Torre avaient déjà souligné la fréquence du débitage en bancs par les diaclases horizontales (390). Mais pour eux c'était le propre du granite orienté et gneissique. Ils réservaient aux granites intrusifs la disjonction parallélépipédique. Nous venons de voir combien varié pouvait être le mode de fragmentaton de terrains fondamentalement identiques, à quelques nuances près.

Le modelé des roches granitiques intrusives.

Encore différent, le comportement de ce type de terrains est assez varié, et encore une fois des nuances apparaissent selon les catégories pétrographiques. Dans l'ensemble toutefois ils ont en commun la prédominance de formes à allure de dômes ou de coupoles vers les sommets, de fonds évasés en alvéoles où abondent les arènes, et des versants à profils convexes et souvent nus. Leurs grains sont grossiers, non orientés; ces terrains se prêtent surtout à la désagrégation granulaire, à la desquamation, à la réalisation de certaines microformes : lapiés de pluie, cuvettes avec rigoles de débordement dans quelques cas.

Que ces roches soient en creux, ou qu'elles fassent saillie sur la topographie environnante — nous allons en discuter quelques pages plus loin —, qu'elles soient des granites à biotite ou des granites à deux micas, elles fournissent donc des paysages montrant une certaine parenté. Le profil des dômes est toujours lié aux diaclases. Serrées et subverticales, celles-ci engendrent des crêtes à profil heurté, parfois ruiniforme (« moas », « penedos », « castelos », cf. Traba, Pindo). Moins denses et moins prédominantes, elles permettent le développement de coupoles ou de dômes convexes (Faro de Budiño, Valle de Oro, Valle de Salnes) qui ne sont pas sans rapport avec des diaclases courbes, dont le dessin n'est pas perturbé par les joints verticaux (voir note 3, page précédente). Les secteurs où la macrofissuration est plus anarchique donnent rarement de forts reliefs. On y rencontre plutôt des noyaux rocheux convexes, dégagés de leurs altérites, en forme de mornes ou demi-oranges de petite taille (granite de Corrubedo, granite de la Corogne, Valle de Oro). Pour les principales zones en creux, nous avons à diverses reprises pu présenter combien leur localisation était en rapport avec des zones de fracture, dont les lèvres ont considérablement reculé (vallées de l'Allones, d'Arteijo; sillon méridien principal et failles Nord-Sud secondaires de Cuntis et de Salvatierra...). Ou bien encore elles correspondent à des données pétrographiques, telles que le passage à des étendues où la composition de la roche se modifie (Carnota), devient moins riche en quartz (Budiño-Atios) ou plus hétérogène (La Corogne, Valle de Oro).

Le lecteur trouvera la description détaillée des traits regroupés ici aux pages 136-137, 178-184, 248-256, 321-324, 426-428. Nous ne rappellerons maintenant que ce qui paraît rendre compte de cette juxtaposition générale des saillants dénudés et des alvéoles bourrés de « xiabre » (arène). Pour nous, ce type de granite grossier est affecté par une assez rapide désagrégation granulaire qui résulte d'une part de leur assez forte porosité initiale (1) et d'autre part de la taille même des grains. Sensible aux oscillations de température, à l'alternance d'huméfaction et de dessication, il donne prise plus vite aux processus qui délogent les grains qu'à ceux qui les détruisent. Leur composition chimique comprend pourtant autant de bases que dans le granite syntectonique, et presque autant de silice, ce qui confirme le rôle de la texture. L'examen d'échantillons déjà affectés par l'altération montre également une très faible argilisation. *De l'aptitude à la désagrégation granulaire découle l'absence de sols, les sables d'arène étant des proies faciles pour le ruissellement. Cela freine d'autant les processus d'attaque chimique, et favorise le maintien de surfaces nues.* Sur celles-ci, lorsque la pente est assez forte, l'altération est bloquée (2) et seul le délogement différentiel de grains et la desquamation interviennent.

(1) La porosité initiale (roche saine) est comprise entre 0,51 et 0,84 dans le granite du Pindo, 0,30 et 0,56 dans celui de la Corogne, 0,40 et 0,59 dans le granite de Caldas. Elle est presque partout plus forte que dans le granite syntectonique à 2 micas (entre 0,36 et 0,42) — mesures du C.R.P.G. de Nancy.

(2) Cf. J. Tricart (511). *Le modelé des régions chaudes*, p. 189.

Le colluvionnement est la principale forme d'accumulation des débris dans les fonds. La solifluxion du gore est exclue car la teneur en eau maximum est de l'ordre de 22 à 35 %, alors que la limite de liquidité est comprise entre 36 et 47 %, et que la plasticité est nulle. Ces mesures ont été faites sur des arènes des granites de Porriño, de Caldas, du Valle de Oro et de la Corogne.

Reste **le cas des granodiorites et des gneiss chargés d'éléments basiques.**

En apparence, leur composition, dans laquelle les éléments noirs entrent pour une partie notable quoique encore faible, suggèrerait un comportement original. Ce n'est guère le cas pour les *granodiorites*; ces roches massives donnent des topographies molles, des versants à pente faible, des chicots résiduels surbaissés, même lorsqu'elles affleurent dans des zones assez élevées. Leur principale particularité est de fournir à l'altération des boules bien arrondies, avec noyaux de roche fraîche, enrobées dans des terrains attaqués chimiquement de manière concentrique (1); de donner aussi aux sols qui en dérivent une couleur ocre-rouge liée à la présence des ferromagnésiens.

Les *granites et les gneiss à riebeckite ou ferrohastingite* du Mte Galiñeiro (S de Vigo) ou de la Cuenca de Jallas (Mte Aro...) offrent au contraire des paysages plus âpres; la végétation, quasi absente, rend encore ces traits peu évidents. Les affleurements sont cependant trop restreints pour que de telles roches puissent caractériser toute une région, d'autant plus que les niveaux d'érosion ont mordu sur leur pourtour, et réduit à des chicots ou des crêtes assez étroites le domaine où la roche impose exclusivement sa marque. Au Mte Galiñeiro cependant, les formes sont massives dans l'ensemble, tourmentées dans le détail, en fonction des diaclases assez serrées, subverticales et obliques, qui découpent de grands blocs parallélépipédiques (2). Les reliefs du Mte Aro et Castelo de Corzon gardent les mêmes aspects moins accusés toutefois (cf. notre photo 63/8/2, planche VI).

Au total, la gamme des terrains de Galice est assez variée pour engendrer des paysages qui gardent, à côté d'autres empreintes, celle des roches du substratum. C'est sans doute dans les versants que se lisent le mieux ces diverses influences. Nous pouvons distinguer quatre types de versants, façonnés en fonction des roches, quoique toutes aient subi la même évolution. Schistes et gneiss sont le domaine des versants rectilignes. Les granites, d'anatexie ou massifs, donnent naissance à des versants convexes. (Dans les deux cas, l'absence de pentes nettement concaves à la base peut être souvent imputée aux reprises d'érosion récentes, mais pas toujours). Un troisième type, en aval, correspond aux versants retouchés largement par l'épisode des glacis du Quaternaire ancien. La partie remodelée est ramenée à une faible pente; elle est très importante dans les schistes fins, plus localisée dans les autres schistes et les gneiss ou anatexites. La similitude de forme ne vaut alors que pour les parties inférieures, la partie supérieure appartenant à l'un ou l'autre des deux types précédents pour les autres roches que les schistes fins. Le quatrième type correspond aux granites intrusifs, où le profil des versants est bosselé par les verrues ou noyaux compacts de roche ayant mieux résisté à l'altération et aujourd'hui plus ou moins bien dégagés. *Mais la part du façonnement actuel est dans tous les cas bien limitée : du fait de l'ablation des argiles au Tertiaire et du reste des altérites lors des premiers « pluviaux », de la médiocrité du rôle du froid au cours du Quaternaire récent, il ne reste plus actuellement qu'un lent travail de « creep », de ruissellement diffus, sous le couvert végétal redevenu assez dense de la lande atlantique ou de la forêt.* Ceci nous conduit à considérer que *l'échelle de résistance des roches qui se lit maintenant en Galice est en réalité héritée* de l'histoire morphologique antérieure au Quaternaire récent. P. Birot a déjà mis l'accent sur ce fait pour les zones marginales du domaine tempéré, où « les formes caractéristiques dues à l'érosion différentielle dans les batholites se sont développées dans un passé géologique plus ou moins ancien, et sous un climat plus chaud que le climat actuel. La seule qualité que l'on doive attendre de celui-ci est qu'il permette la conservation des contrastes topographiques créés sous le climat ancien » [(**46**), p. 106].

(1) Ces traits sont bien décrits par I. Parga et E. Torre (390), p. 23-25.
(2) Cf. (236), photos 9-12, p. 18; 13, p. 28, et texte, p. 34-39.

b) ***Essai de présentation et de discussion de l'échelle de résistance des roches.***

Malgré la « personnalité » de plusieurs roches du pays galicien, il ne faut pas s'attendre à une échelle de résistance très contrastée. Les différences d'altitude sont, par exemple, loin d'atteindre celles que l'on peut observer en Corse, et dans les pains de sucre brésiliens, pas plus que la finesse de celle qui est révélée par les processus morphogénétiques des régions sèches (1). En outre, tenter de mesurer les différences d'altitude dues à la seule lithologie est une entreprise délicate. Deux faits interviennent pour introduire des éléments de confusion : pour les Inselberge de résistance, on ne peut dire quelle était leur hauteur relative lors de la formation des pédiments qui nivèlent les terrains voisins; et hors des secteurs à reliefs résiduels, bien des différences de cotes sont dues à l'emboîtement des niveaux d'aplanissement successifs. Il faudrait donc se limiter, en toute rigueur, à ne considérer que les dénivellations créées par défoncement : ce qui ne sera jamais établi avec certitude pour les zones où la retouche affecte la partie des aplanissements éogènes susceptibles d'avoir connu le nivellement miocène. Pour les régions où la lithologie a été remise en valeur à partir de ce dernier épicycle, ce doute peut être écarté; mais comme sa position est assez proche du niveau de base, c'est essentiellement le degré d'enfoncement des cours d'eau qui engendre les dénivellations, quels que soient les terrains. Nous ne pouvons prendre en considération, dans ces conditions, que les écarts d'altitude entre les zones de cols ou les interfluves proches des sources et assez planes, et les sommets les plus avoisinants de la bande de roche en saillie à proximité. Les risques d'erreurs restent notables, quoique ainsi atténués; pourtant subsiste toujours celui d'avoir affaire à un talus dont l'origine est peut-être tectonique.

Les éléments topographiques de l'érosion différentielle se manifestent, en Galice, de façon presque toujours peu accusée, c'est-à-dire que les talus suivent peu fidèlement les lignes de contact des roches et que d'autre part ils sont rarement à pente très raide. Dix à quinze degrés sont des valeurs courantes. Les dénivellations, calculées en tenant compte des observations qui précèdent, ont été reportées sur le tableau XXVII qui les regroupe. On constatera la rareté des commandements supérieurs à 200 m, même pour les roches les plus résistantes, ce qui n'est pas sans rapport sans doute avec la disposition étagée des plateaux et la dénivellation maximum qui sépare dans notre région chacun d'entre eux par rapport à l'aplanissement immédiatement inférieur.

Le classement des divers terrains, présenté sur notre tableau XXVII, intéresse une vingtaine de roches ou groupes de roches. On remarque que six catégories seulement sont toujours en position saillante; et leur désignation n'a rien de surprenant : quartz en filons massifs, quartzites en bancs épais, roches basiques massives à grain fin et riches en amphiboles sodiques, granites et gneiss hyper-alcalins (à riebeckite); parmi les granites intrusifs, seul le Pindo se signale par sa résistance (partielle) tandis que dans le large éventail des granites à deux micas syntectoniques, seul le granite non orienté, homogène, fin ou grossier, est dégagé par l'érosion. Il est tout à fait normal également que les ectinites schisteuses, les schistes et gneiss à biotite ou à forte proportion de ferro-magnésiens, soient les plus fragiles. De même, parmi les granites intrusifs, les batholites de granite à biotite sont partiellement de faible résistance relative. Plus complexe est le comportement des granodiorites, des anatexites et des gneiss grossiers (œillés ou glandulaires). On peut penser à la variabilité de leur composition pour le comprendre. Et de la même manière, c'est ainsi que s'expliquerait l'irrégularité des reliefs réalisés dans les granites du Pindo, de la Corogne et du Valle de Oro, très voisin. En effet, le classement obtenu résulte de l'intervention — séparée ou conjointe — d'***un certain nombre de causes*** (2).

(1) A. Rondeau (**428**), P. Birot (**46**), p. 104, (**53**), p. 127; J. Tricart (**511**) : *Modelé des régions sèches.*

(2) Une discussion générale de celles-ci est présentée par P. Birot (**53**), p. 131 et suivantes; notre discussion s'en inspire largement.

Tableau XXVII

Récapitulation des valeurs des dénivellations liées à l'érosion différentielle (en mètres)

Roches saillantes / Roches en creux voisines	Quartz quartzite	R. vertes intrusives	Gneiss et gran. hyperalcalins	Pindo (1)	Gr. 2 micas non orienté		Gneiss œillé	Gabbros	Amphibolites	Diorites	Gr. de la Corogne	Gr. de Lage
					grossier	fin						
Schistes micacés					65	150 100						
Schistes d'Ordenès et Bergondo											40-175 220-190 130	
Schistes migmatitiques	110		170		75 350-200-125-125 160-100-105	240	100-300 160			130		100 30
Sch. gneiss d'Ortigueira	150	200										
Schistes cambro-siluriens	200 200											
Gneiss à amphibole et grenat									130			
Gneiss à biotite										120		
Granite intrusif à biotite et sphène					130 140	180						
Carnota (1)				410								
Granite La Corogne								70			200	
Granite gneissique Lage	160	100 100		150 100	240	100 150						
Gneiss glandulaire		110 110 110										
Granodiorites												

(1) A titre exceptionnel, nous faisons figurer ce granite, quoique ne répondant pas aux normes que nous nous sommes fixées (surfaces non entièrement aplanies, et situées au bord de la mer).

Nota : les roches figurant dans la partie supérieure gauche du tableau correspondent aux situations les plus fréquentes et les plus « normales ». Les autres sont tantôt en saillie, tantôt en position topographique déprimée.

1) **La composition chimique** est souvent mise en avant par les divers auteurs intéressés par le comportement des roches cristallines (1). Les granites toujours en saillie contiennent une forte quantité de silice, plus de 70 %; ils ont une proportion élevée de feldspaths alcalins (plagioclases de type albite et oligoclase, très rarement de type oligoclase-andésine) à côté d'abondants feldspaths potassiques. Leur teneur en chaux est réduite. Ces conditions sont celles qu'A. Rondeau considère comme essentielles pour la résistance des roches cristallines (2). Toutefois, on ne peut se contenter de ce seul facteur, car le granite en creux de Caldas, comme celui de Porriño qui lui est assez semblable, sont eux aussi fortement acides. *Toutes les variétés de granite, hormis les granodiorites, sont très acides en Galice, ce qui n'a pas empêché le jeu de l'érosion différentielle.* De même, la teneur en chaux est particulièrement faible pour les granites de Porriño et de la Corogne, fréquemment en creux. La part du fer, très effacée dans le granite du Pindo, dans le granite syntectonique à deux micas, caractérise assez bien les roches dures, si on la compare à sa proportion au sein des granites de Caldas et de Porriño. Mais là encore, FeO et Fe_2O_3 (non distingués dans nos analyses) atteignent presque partout 2 % dans nos granites, sur ce point proches des « granites corses à faciès acide » (A. Rondeau); ils s'en rapprochent encore par le fait que nous n'avons jamais rencontré un excès de soude sur la potasse, comme c'est le cas dans les « granulites » corses.

L'altération, d'après les analyses chimiques que nous avons obtenues, ne se traduit guère par la disparition rapide du calcium, ainsi que cela est généralement admis (3). *Nous constatons plutôt une sorte d' « usure générale mais faible » des bases,* notamment dans le granite à deux micas; cela renforce bien entendu la proportion de SiO_2 et d'Al_2O_3, et celle de la potasse, dont la stabilité est confirmée. Pourtant, *l'altération chimique différentielle n'est jamais très considérable ni très accusée.*

Pour les granites, l'analyse chimique met surtout en évidence d'une part l'homogénéité ou l'hétérogénéité des batholites, selon les cas, et pour le granite à grain moyen ou grossier, la faiblesse de l'argilisation. Bien entendu, elle révèle aussi les différences sensibles des granites résistants par rapport aux ectinites schisteuses et aux gneiss fins à hornblende verte : dans ces derniers terrains, la proportion de silice s'abaisse, celle des ferro-magnésiens s'accroît sensiblement, et l'on note une relative richesse en bases solubles CaO, Na_2O. L'examen de la composition chimique de ces roches soumises à l'altération indique que lorsque la météorisation est incipiente, le chimisme des roches n'est guère modifié; par contre dès que son action s'amplifie, la silice diminue relativement au profit de l'alumine, surtout dans les gneiss fins à hornblende verte. Est-ce l'amorce du processus de « latéritisation », ou un reliquat de celui-ci ? Nous ne saurions nous prononcer sur ce point; nous constatons seulement que la marche de l'altération est différente de celle que l'on remarque dans les granites. Nous n'avons pas d'analyses concernant les roches à riebeckite. *A priori,* nous serions tenté de suivre A. Rondeau dans l'importance qu'il accorde au chimisme particulier de ces dernières pour justifier leur rôle dans la topographie (4); pour les granodiorites, nous serions plus réservé, compte tenu de l'hétérogénéité de ce type de roche dans notre région.

2) **La composition minéralogique** apporte une autre série d'indications. La richesse en quartz des roches est un élément à nos yeux fondamental, soit qu'il soit présent en abondance et de façon homogène dans la masse (cf. le granite de deux micas, ou le bord du batholite du Pindo) soit que certains secteurs apparaissent comme mieux pourvus que d'autres sur ce point (granite du Faro de Budiño, dans le batholite de Porriño par ex.). A défaut, la richesse en microcline, la nature acide des plagioclases — albite — jouent dans le même sens. On peut constater, en contre-épreuve, le faible relief du granite d'anatexie de Lage, où les plagioclases sont de type oligoclase-

(1) Entre autres P. Birot (46), (48), (50), (52), (53); J. Beaujeu (30); A. Godard (175); S. Henin *et Al.* (203); N. Leneuf (273); M. Michel (333); C. Neiva (346); J. Nicolas (348); A. Oberlin *et Al.* (357); G. Pedro (391) à (394); J. Pelletier (395); A. Rondeau (425), (428); G. Rougerie (431), (433), (435); B.P. Ruxton et L. Berry (440) à (443); J. Tricart (511), modelé des régions chaudes.

(2) A. Rondeau (428), p. 84-90.

(3) P. Birot (53), p. 132; A. Rondeau (428), p. 248 et suivantes.

(4) A. Rondeau (428), p. 92 et *passim.*

andésine. Mais c'est aussi le cas des granites de la Corogne et du Valle de Oro, où des volumes montagneux notables ont été dégagés. Le rôle de la composition pétrographique, pour les granites n'est donc pas seul à intervenir. Dans les ectinites, il est clair que la petite taille des quartz, en proportion moyenne, la rareté des feldspaths potassiques qui laissent la place aux plagioclases, la grande quantité de biotite, sont une cause majeure de leur fragilité. Il en va de même pour les gneiss fins à hornblende verte, où s'ajoute l'altérabilité des grenats.

D'une manière générale, composition chimique et composition minéralogique s'épaulent. La seconde joue également par l'intermédiaire de la taille des grains. Les granites moyens et grossiers comportent des macro- et mésopores qui en roche saine, sont encore peu accusées. Elles sont révélées assez rapidement, ce qui accroît leur porosité et favorise la désagrégation granulaire. Dans les ectinites schisteuses et gneissiques, la finesse des grains (50 μ) rend la mésoporosité très faible, mais il est très probable que l'altération plus argileuse facilite des départs de substance qui rendent celle-ci dès lors fort importante. Cela nous paraît vérifié, pour le moins dans les schistes de Bergondo-Ordenes et les gneiss à hornblende de l'arrière-pays de Cedeira.

Nous avons pu obtenir plus de cent mesures de porosité du Laboratoire du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy (1), afin de confronter le plus souvent possible les aspects pétrographiques de l'altération et la porosité. Bien entendu, il n'est guère possible de dire si l'altération procède de la porosité ou si elle en est responsable. Plusieurs échantillons frais au microscope, ont une porosité élevée. Plus rares sont les cas où l'altération sensible n'est pas accompagnée d'une forte porosité, mais cela est plus normal. Pour expliquer une certaine porosité initiale, on peut recourir à l'existence de fissures dans les cristaux. Là encore, la relation, assez fréquemment vérifiée, n'est pas parfaite, au moins avec la fissuration des quartz. Empiriquement, elle suit plutôt en importance la perte au feu établie dans les analyses chimiques. Il est vrai que nous ne considérons ici que la macro- et mésoporosité faute d'analyses nombreuses au porosimètre à mercure. Nous avons pu cependant en obtenir une quinzaine, qu'il est intéressant de confronter avec celles du CRPG de Nancy. Les résultats dont nous faisons état sur le tableau planche hors-texte n° 16 (dépliant) montrent la liaison générale des valeurs obtenues avec le grain des roches correspondantes, à l'état sain. Nous avons déjà dit aussi que la porosité nous semblait avoir un rapport avec le degré de l'altération argileuse des dites roches. D'autres résultats concernent le problème des boules; nous allons revenir sur ces formes de détail un peu plus loin.

Auparavant, nous devons considérer la *fissuration « en grand » que réalisent les diaclases.* Nous ne saurions en effet leur dénier de l'intérêt pour la question qui nous occupe. En examinant les coupes, les falaises et les fronts de carrière, nous avons été frappé par quelques traits caractéristiques de tel ou tel type de roche à ce point de vue. Nous semblent surtout importantes à considérer : les diaclases verticales ou fortement obliques, les diaclases inclinées plus ou moins parallèlement aux versants, et les diaclases courbes. Le granite gneissique de Lage est, parmi les granites, le plus intensément haché de joints rectilignes d'inclinaisons très variées. L'écartement moyen des joints obliques et subverticaux (2) est rarement supérieur à 0,50 m; une ordonnance un peu moins anarchique caractérise le granite homogène de deux micas, ce qui ne signifie pas forcément une densité plus faible de diaclases. Leur espacement moyen, dans plusieurs carrières visitées, se tient entre 1,50 m et 0,45 m. Certains secteurs exceptionnels — et ils correspondent aux endroits donnant les principaux reliefs —, ont une fissuration moins marquée, les diaclases pouvant s'espacer de 3-5 m, voire de plus de 10 m. Dans les échines faites de ce granite, où apparaît la disjonction en blocs parallélépipédiques, comme à l'Est de la ria de Aldan, l'écartement varie autour de 1,70 m de valeur moyenne. Lorsque les diaclases sont encore plus rares, se dessinent alors des coupoles en relation avec des diaclases courbes probables, comme au Nord de l'Eume moyen. Les granites intrusifs sont plus irrégulièrement hachés par les joints verticaux et recèlent aussi davantage de diaclases courbes. La zone des chutes du rio Jallas, sur le granite du Pindo, en offre un magnifique exemple que nous avons déjà décrit p. 181.

(1) Malgré cet important apport, nos conclusions restent limitées dans leur portée par l'insuffisance de mesures pour une même roche cf. A. Godard (175 d), p. 93.

(2) Nous ne considérons que les diaclases ouvertes, pouvant communiquer avec le sommet de la carrière.

On peut y constater que vers la lagune de Carnota, la densité des joints subverticaux s'accroît, et que les diaclases courbes disparaissent. De même, dans le batholite de Caldas, se note la relation entre des faibles altitudes et des diaclases obliques assez redressées et nombreuses (écartement de 0,50-0,70 m, au sud de l'estuaire du rio Umia) alors que les dômes des Mtes Curras et Rabuñade associent les diaclases courbes et les fissures verticales — qui recoupent les premières, mais sans les déranger et distantes de plus de 3 m et parfois bien davantage — (v. p. 321 et suivantes). Les mêmes caractères se rencontrent dans le granite de Porriño, présenté aux pages 248 et suivantes. Le granite de la Corogne par contre est plus généralement coupé de joints obliques; certains donnent parfois l'illusion de diaclases courbes mais la très faible courbure, par ailleurs discontinue, nous fait rejeter cette dénomination. S'y ajoutent des joints verticaux distants de quelque 2 à 2,50 m en moyenne, dans le centre des noyaux de relief, de 0,40 à 1 m vers leur périphérie.

Nous avons pu vérifier également ce rôle des diaclases dans le comportement des granodiorites. De même les carrières ouvertes dans les ectinites de Bergondo et d'Ordenès montrent une grande diaclasation de ces roches déjà fragiles par ailleurs. Dans les endroits où cette roche offre une solidité un peu exceptionnelle, puisqu'on l'exploite, les distances moyennes entre les joints subverticaux sont de l'ordre de 0,70 à 1 m. La densité s'accroît et des recoupements par des fissures peu inclinées se multiplient de chaque côté des fronts de taille.

Comme on le voit, la densité des diaclases est d'un assez grand intérêt pour comprendre ici l'origine et la forme de certains reliefs; pour justifier aussi les inégalités de comportement d'une roche au sein d'un même affleurement. Après avoir vu les « granulites de Bavella » (Corse), nous n'osons pas dire que leur rôle est partout fondamental, mais nous soulignons ce que leur examen peut apporter du moins à la compréhension du relief de détail en Galice.

Tout compte fait, c'est encore la composition pétrographique, son degré d'homogénéité, et son reflet sous une autre forme : la composition chimique, qui expliquent le mieux le degré de résistance d'un terrain dans l'ensemble de son affleurement; la fissuration des cristaux a un rôle subordonné, puisque en Galice presque tous les granites sont affectés par elle, peu ou prou. *A l'intérieur de la zone d'affleurement, nous voyons intervenir surtout l'hétérogénétité pétrographique, et la densité comme les types de diaclases.* Comme A. Rondeau, nous dirons : « Chaque fois qu'un versant montrera une rupture de pente, il faudra rechercher son origine dans une variation de composition de la roche » (1); et nous ajouterons « ou dans une modification des systèmes de diaclases ».

3) Quelques formes de détail liées aux roches granitiques

Nous voudrions maintenant résumer nos observations à propos des formes mineures du modelé granitique : boules, taffoni, vasques et « Karren ».

a) ***Les boules*** ont déjà fait l'objet d'une abondante littérature et nous ne prétendons pas résoudre le problème qu'elles posent. Du moins pouvons-nous apporter quelques précisions, quelques nouveaux exemples qui s'ajoutent au dossier (2).

La première explication des boules, par altération le long des diaclases qui se recoupent est vérifiée en divers endroits. Nous l'avons observée dans les parties périphériques des batholites de Caldas (La Lanzada) et de Porriño (à Porriño même). Il est certain en effet que l'arénisation est maximum aux angles, et que les diaclases guident la pénétration des eaux hydrolysantes. Nous avons, par la mesure de la porosité, la vérification de l'altération qui s'y réalise. Le tableau

(1) A. Rondeau (428), p. 121.

(2) A. Rondeau a fait une mise au point sur cette question en 1958 (426), et repris le problème dans (428), p. 129-144. Une bibliographie figure dans ces deux ouvrages, cf. p. 180-182 de (428).

ci-dessous met en valeur la différence de porosité entre la roche saine et des échantillons pris le long de diaclases.

TABLEAU XXVIII

Porosité et diaclases

Lieux	Roche saine	R. de bord de diaclases	Remarques
La Lanzada (Caldas).	0,298	1,515	
Caldas	0,283	1,202	oxydes de fer dans les fissures des cristaux
Porriño	0,456	1,599	
Ezaro (Pindo)	0,567	0,921	diaclase verticale
»	»	1,311	surface inférieure de diaclase courbe
W Santiago	0,414	1,168	diaclase subhorizontale
(granite de deux micas)	»	2,630	diaclase subverticale; oxyde de fer dans les fissures des cristaux
»	0,391	0,494	surface ferruginisée de diaclase

Les exemples présentés ici sont insuffisants pour donner des indications précises sur la vitesse d'élaboration des boules; ils ne servent qu'à illustrer le phénomène, par ailleurs reconnu de tous. Du moins, nous soulignerons que les lieux cités coïncident avec des zones de diaclases denses. Cela nous conduit à admettre ce mode de formation pour les boules de petite dimension.

D'autres coupes nous ont montré que l'élaboration devait en être cryptogène (1), et en relation avec l'hydratation, — en Galice en tous cas —. En quelques endroits, nous avons vu des boules, dessinées par des auréoles concentriques de limonite et complètement pourries au même degré que l'arène qui les entoure, ou en partie décomposées (La Lanzada, Puente-Cesures). Il s'agissait de granite à grain assez grossier, mais homogène, ce qui nous suggère l'hypothèse que les granites très hétérogènes sont impropres à la réalisation des boules. D'ailleurs nous n'en trouvons pas dans les granites gneissiques. La texture massive favorise parfois cette altération en boules dans le granite à deux micas homogène (Mte Teton au S de Vigo, environs de Pontecoba (2) au Nord-Ouest de Santiago).

Dans une certaine mesure, les reliefs à blocs parallélépipédiques dégagés dans le granite à deux micas équigranulaire fin sont dûs aux mêmes conditions, et ne se différencient des reliefs à boules que par la prédominance des diaclases verticales et l'écartement plus grand des diaclases subhorizontales qui les recoupent. De même, il nous semble que certains énormes blocs arrondis, en dos de pachyderme — ou de baleine — recontrés sur divers sommets dans le granite de Porriño sont réalisés de la même manière. Seul l'écartement des diaclases, et un dégagement plus complet dû à leur situation culminante, leur ont donné un rôle morphologique bien plus important. Il en va de même de quelques petits « mornes » du granite de Caldas.

Un second type de boules est étroitement lié à la présence de diaclases courbes. Mais la relation n'est pas simple. Parfois, le plan des diaclases est un véritable front sur lequel s'arrête l'altération. En d'autres lieux une petite transition est marquée par des plaquettes de quelques centimètres d'épaisseur et courbes elles aussi. Ailleurs encore, la boule est apparente dans une masse de granite sain (3) d'aspect homogène. Cela pose le problème de l'origine des diaclases courbes. On trouvera dans nos tableaux XVI p. 252 et XXI p. 323 des analyses pétrographiques au Point Counter. La comparaison entre des échantillons prélevés à l'intérieur d'une boule et à sa périphérie ou dans les plaquettes qui la cernent, fait ressortir des nuances de composition

(1) Ce qui avait déjà été dit bien avant nous (cf. V. KLAER (251), RUXTON et BERRY (441) par exemple).

(2) A cet endroit, il n'y a pas de boules véritables, mais des dispositions concentriques soulignées par la limonite dans un granite à grain fin, et de texture homogène.

(3) V. p. 322, et tableau XXI, Mte Rabuñade.

minéralogique. S'agirait-il de différenciation magmatique ? Nous avons trop peu d'analyses, et il n'y a pas assez de répercussion dans la composition chimique pour que nous puissions l'affirmer. Mais cela infirme la seule intervention du cycle dilatation-contraction d'origine thermique parfois mise en avant, et renforce l'hypothèse d'une origine structurale. Comme l'affirme A. Rondeau [(428), p. 138], nous pensons que les diaclases courbes sont bien liées aux granites « homogénéisés » et qu'elles sont indépendantes des diaclases rectilignes verticales; nous avons cité plusieurs cas de boules ainsi circonscrites et coupées pourtant de joints rectilignes dont le rôle est nul. Ce dernier trait conduit *à distinguer nettement les diaclases courbes des dalles courbes*. Pour celles-ci, fréquentes dans les carrières que nous avons observées, nous penchons plutôt pour une justification par les alternances de saisons sèches et de saisons pluvieuses (1), car elles sont davantage influencées par le grain de la roche. Nous ne les avons jamais vues franchement lisses; par contre, elles sont souvent accompagnées de lignes de faiblesse discontinues, quoique parallèles; les fissures majeures sont ensuite remplies de débris meubles d'altération. Nous pensons qu'il faut donc mieux distinguer, pour éviter toute confusion dans les descriptions, les vraies diaclases courbes des plans de dalles courbes. Ici les deux sont présentes, dans les mêmes batholites; mais leurs effets sont distincts. Les premières déterminent les contours des plus belles boules. Les secondes guident surtout le dessin des versants ou des parties de versants; leur rayon de courbure est différent, et les diaclases verticales les interrompent parfois de façon efficace.

Nous ne pouvons guère aller plus loin dans cette discussion. Nous ajouterons seulement que les mesures appliquées aux éléments de diaclases courbes et à l'intérieur des boules qu'elles cernent mettent en évidence des porosités différentes, toujours plus fortes à l'extérieur qu'à l'intérieur (2). Effet de l'altération ? C'est toujours le même dilemme (v. tableaux XVI et XXI). La fissuration des quartz est cependant toujours plus accentuée dans les auréoles ou les parties externes qu'à l'intérieur, où les fissures existent mais sont moins nombreuses, et surtout plus petites, très fines. Dans trois cas sur dix cependant l'intérieur des boules comporte des quartz fortement craquelés, et dans un cas sur dix — il s'agit d'une plaquette bordant l'extérieur d'une diaclase courbe — les cristaux sont intacts. Quoiqu'il en soit, la concordance de la fissuration et de la porosité est ici assez remarquable.

Au total, deux types différents de boules se présentent en Galice. Les unes petites ou très grosses sont plutôt des blocs émoussés et l'usure des angles les explique. Les autres sont structurales d'une autre manière, et l'altération s'y marque sur un front plus large « donné » par la structure interne; leur taille est intermédiaire, leurs contours plus circulaires. Il y a lieu de ne pas les confondre avec les formes dérivant de dalles plus ou moins courbes. Mais partout les processus climatiques ont été fondamentaux, tant pour la réalisation que pour leur dégagement dans le relief.

b) ***Les taffoni*** sont des formes bien plus rares, et pour dire vrai exceptionnelles. Dans nos nombreux trajets, nous n'en avons guère découverts qu'en cinq endroits différents, et encore ne s'agissait-il jamais de « familles nombreuses »; l'étonnement manifesté par A. Rondeau de n'en point trouver dans notre région (3) est donc partiellement justifié. Les formes seraient-elles entravées ici, et par quoi ? Il y a, certes, la végétation; peut-être une hygropiscité de l'air associée à la nébulosité qui freine l'action de l'évaporation. Pourtant il est des batholites ou des affleurements de granite à deux micas où la roche est dénudée; et la mer, toute proche, facilite l'humidité de l'air et l'action évaporante des vents...

Nos taffoni ne sont pas aussi ubiquistes qu'en Corse. Ils n'ont été rencontrés que dans une zone de métamorphisme de contact au N du granite intrusif de Vivero (4), dans du granite orienté

(1) Cf. P. Birot (52), p. 16.

(2) Dans un échantillon de granite à biotite pris à l'intérieur d'une boule, la porosité mesurée au porosimètre à mercure fait ressortir l'absence de macropores et atteint, dans les micropores, 0,78 %. Ailleurs, une plaque périphérique de boule offre une porosité totale de 4,9 %, entièrement due elle aussi aux micropores.

(3) A. Rondeau (428), p. 165. On se reportera, pour une discussion sur l'origine de ces formes, aux travaux classiques de J. Bourcart (61), V. Klaer (251), (252) et à la thèse de A. Rondeau (428), p. 159 à 183, bibliographie.

(4) Kilomètre 7, route Vivero-Lugo.

à deux micas syntectonique : Sud de Bueu à l'E de la ria de Aldan, bord occidental de la Sierra de Barbanza, hauteurs proches du sommet de Castiñeira (au SW de Pontevedra), et plus à l'intérieur des terres, sur quelques tors à l'W de Puentes de Garcia-Rodriguez. Enfin le granite du Pindo en offre plusieurs exemples près de la cascade du Jallas.

Dans deux cas, il s'agit de taffoni de boule, assez semblables à celui qu'A. Rondeau décrit pour la Costa Brava. Les autres sont des taffoni de diaclases subhorizontales ou de diaclases courbes. Parois surplombantes, creusement vers le haut qui sculpte des cavités emboîtées « télescopiques » parfois [E. de Aldan, (1)] ou réalise des silhouettes de « bec d'aigle » (Pindo) et des « têtes de chien » (W de Puentes), fonctionnement par desquamation de plaquettes ou de grains isolés, tels sont les caractères classiques des vrais taffoni que l'on retrouve ici. *Les cas galiciens ne semblent cependant pas aussi indépendants que ceux de Corse vis-à-vis du grain de la roche;* dans cette position-limite, nous pensons au contraire qu'il intervient. La taille assez grossière des cristaux, l'hétérogénéité de la texture, montrent une certaine relation avec des lignes ou zones de fragilité dans le granite du Pindo, ou près de Vivero (2). Dans le granite à deux micas orienté, la linéation doit faciliter l'écaillage.

c) ***Vasques et pseudo-lapiés.***

Une plus grande fréquence de cette dernière catégorie de formes de détail a été rencontrée, mais on doit dire qu'elles ne sont pas extrêmement abondantes. Leur localisation, en dehors du secteur proprement littoral, coïncide à peu de choses près avec celles des taffoni. S'y ajoutent seulement les batholites de la Corogne et du Valle de Oro (3). Après bien d'autres auteurs, nous soulignerons la coïncidence de leur développement avec les dalles et les dômes dénudés, et avec les granites à grain assez grossier ou orienté. *C'est par désagrégation granulaire que ces formes évoluent.* Les facteurs favorables sont à nos yeux l'imbibition prolongée de petites cavités recueillant l'eau de pluie, qui permet une altération chimique des biotites, des plagioclases; l'évaporation succédant à l'imbibition, disloque la roche en surface. On observe parfois une dissymétrie dans les parois des vasques; nous avons constaté un raidissement fréquent du bord opposé aux vents d'Ouest; est-ce parce que cette paroi est plus fréquemment aspergée par l'eau séjournant dans la flaque sous l'effet du vent ? Le sel ne paraît pas jouer ici de rôle notable, tandis que nous croyons devoir souligner l'action probable des lichens, des mousses, dans l'attaque chimique des fonds de vasque. Une litière noirâtre, faite de débris de mousse, mais aussi parfois de feuilles, d'aiguilles de pins, en cours de décomposition, crée certainement des conditions d'attaque acide quand survient l'averse. En enlevant cette litière ou la mousse, on descelle en même temps des cristaux assez nombreux. Cette collaboration de la matière organique n'intervient pas partout; elle est absente des dômes du Pindo; elle n'est donc pas essentielle, mais doit constituer un « activant ». Elle est également absente de l'élaboration des rigoles de débordement des cuvettes, qui sont plus proches dans leurs aspects des pseudo-lapiés proprement dits. Rigoles et « Karren » sont très manifestement liées aux pluies et aux pentes d'écoulement des eaux de ruissellement. Elles sont indépendantes de certaines dispositions structurales, telles que veinules d'aplite ou de quartz. Celles-ci peuvent en perturber le dessin, mais ne les guident pas (v. photo 61/2/8, planche XXV). Dans ce cas, on doit retenir surtout, comme condition lithologique favorable, soit l'hétérogénéité générale de la roche exploitée, soit des fissures virtuelles ou une linéation dont l'orientation coïncide avec la pente.

Il reste que ces formes de détail, comme les taffoni, n'existent que dans des granites à gros grains ou à grains orientés, assez massifs, et qu'elles accompagnent les granites où la désagréga-

(1) V. p. 307 et photos de la planche XVIII.

(2) Là, la visière du taffone est faite d'une roche pauvre en micas où ne se trouvent guère que quartz et microcline. La roche creusée est un granite à deux micas à texture grenue et nette tendance granolépidoblastique. Il ne s'agit pas d'une induration externe, par conséquent, mais d'une prédisposition structurale qui a été exploitée.

(3) Le fait de n'y avoir pas vu de taffoni est peut-être seulement dû au hasard.

tion granulaire est le mode d'évolution caractéristique. Ce sont des formes « de concordance », associées à la discontinuité du couvert végétal, au dégagement de grandes dalles ou de dômes.

Nous avons jusqu'ici souligné surtout ce qui montrait le rôle de l'érosion dans l'élaboration des paysages : surfaces, reliefs appalachiens à trame grossière et autres reliefs d'érosion différentielle, formes de détail. Il ne faudrait pas en conclure que la Galice lui doit la totalité de ses traits morphologiques. En tant que massif ancien, c'est un « dôme », haché de failles importantes parce que fait de matériel rigide soumis à un régime de tension (d'où surtout des failles normales) selon un rythme assez saccadé. Toutefois, ce dôme allant « s'élargissant », « le volume exposé à l'érosion augmentant, les cycles d'érosion les plus récents n'ont eu le temps que de niveler la marge du bombement » (1). Si bien qu'il y a place encore pour des formes définies par le type tectonique auquel elles appartiennent. Dans les plateaux, la tectonique n'est surtout intervenue que comme élément de différenciation, d'étagement, de compartimentage. Mais dans le domaine des sierras, comme dans celui du littoral en plusieurs endroits, la fracturation du socle est le trait fondamental. Là où les plateaux sont de surface réduite par rapport à la dénivellation qui les séparent d'un niveau de base local ou général, les unités morphologiques sont bien mieux caractérisées par les termes de horsts, blocs basculés, dépressions d'angle de faille, bassins de subsidence, couloirs tectoniques, gouttières... Et sur le littoral, comme on va maintenant le voir, c'est de la combinaison de la « trame » tectonique et de la « chaîne » lithologique que résultent les traits majeurs de la côte, l'érosion étant cette fois bien moins efficace et bien moins prédominante.

B. — LES ASPECTS DES RIVAGES

Les traits majeurs des paysages littoraux sont ceux d'une côte de submersion dont la jeunesse est remarquable. Selon R. Margalef, les rivages étaient encore à — 25, — 30 m dans la ria de Vigo il y a 8 500 ans (310). Les formes littorales sont, de ce fait, des « formes initiales » et la régularisation est encore bien timide. L'origine de la submersion est bien évidemment liée à la transgression flandrienne, qui ne vint sédimenter les dépôts marins au-dessus des accumulations continentales qu'au Boréal dans les *rias bajas* (2). En effet, nous avons déjà déduit de l'absence de mouvements tectoniques très récents, l'inexistence de déformations en creux ou d'une flexure continentale susceptibles de faciliter une « ingression » (F. von Richthofen) de la mer. L'ancienneté même des dépressions envahies aujourd'hui par l'Océan, la présence de témoins indubitables de stationnements marins quaternaires à des niveaux assez constants, l'absence de déformation des terrasses fluviales dans les parties inférieures des vallées sont autant d'indices d'une stabilité du domaine côtier galicien depuis quelques centaines de milliers d'années. En cela, le comportement de notre région diffère de celui de la Corse ou de la Sardaigne situées à des latitudes identiques.

Nous sommes cependant loin de considérer que l'ensemble des rivages est fait de formes « jeunes ». Cette jeunesse peut être retrouvée, ou bien il peut s'agir d'un rajeunissement. En fait, d'une manière générale, ce sont souvent des formes « mûres », ainsi que l'a dit E. Scheu, que la mer vient baigner maintenant. Aussi sommes-nous conduit à distinguer des traits encore étroitement liés aux données structurales, à côté de ceux qui résultent des processus d'érosion subaérienne et, beaucoup plus rarement, marine.

(1) P. Birot (53), p. 204.
(2) R. Margalef (310), (312).

1) Les traits dérivés des données structurales

La structure imprime sa marque à des degrés divers. Elle est à l'origine de nombreuses sections du tracé littoral. Elle en explique les contours d'ensemble, mais aussi les aspects de détail. De même, c'est elle qui se trouve reflétée dans le profil des falaises.

a) *Les tracés structuraux.*

La Galice recèle la plupart des types de côtes décrits par A. Guilcher comme dépendants de la structure (**190**). Du fait de la diversité des styles tectoniques auxquels ce pays a été soumis, du fait de sa position en angle du quadrilatère ibérique, de la variété des roches qui le composent aussi, nous nous trouvons en face d'un territoire pouvant en offrir des exemples souvent satisfaisants. Certains sont cependant de valeur médiocre, à commencer par le premier.

— **Les côtes tectoniques** sont représentées par la partie du littoral qui du Sud du Cap Silleiro court jusqu'au Miño et au-delà en territoire portugais jusqu'au Douro. Mais la valeur de la dénomination indiquée ici doit être discutée. Certes, il n'est pas niable que la ligne de rivage suive un accident majeur, rectiligne et brutal, même si l'accident ne peut plus être localisé de façon précise. Pas d'îlot non plus en avant de l'abrupt côtier. Pourtant, l'influence tectonique est « dérivée », car le jeu ou rejeu de la faille est probablement néogène (cf. p. 284) et une banquette d'érosion a fait reculer le talus issu de l'escarpement de faille vers l'intérieur, le transformant même un moment sans doute en falaise aujourd'hui morte. Il n'y a donc pas de falaises plongeantes. A la différence aussi des côtes de failles « directes », on note ici la présence de faibles profondeurs sous-marines jusqu'à 40 km vers le large (isobathe de — 200 m). Il s'agit donc, en fait, *de côte dérivée d'une faille.*

A ce compte, d'autres tronçons du littoral galicien rentrent dans la même catégorie. Non la partie cantabrique où un abrupt continu domine aussi une rasa, car il n'y a pas d'accidents tectoniques majeurs. Mais nous songeons à la côte du Cap Ortegal, dont la masse est constituée par un bloc basculé tranché du côté de l'Ouest par des falaises que nous considérons comme les plus importantes de l'Europe continentale. En gros, leur tracé en plan est de direction SW-NE; mais dans le détail, des redans, des modifications dans l'orientation du rivage, rendent ce secteur plus complexe et plus évolué. Il lui manque aussi les grandes profondeurs au pied des falaises; les isobathes de — 40 m sont à 1 km du trait de côte, et une plate-forme continentale s'étale sur 8-10 km de large environ. A part ces deux exemples où des accidents ont fixé — initialement — l'emplacement des rivages il n'y a plus que des cas de détail, plus ou moins nets : « le horst » du Cap Finisterre (W. Carlé) est susceptible d'être rattaché à cette catégorie de côte, si les failles hypothétiques existent bien. De même le secteur de l'entre rias de Vigo-Pontevedra, et des îles voisines : des cassures limitent sans doute les îles Cies et Ons, le Cap del Home, la ria de Aldan et le rentrant de Limens. Il s'agirait ici d'un ensemble de fractures plus ou moins parallèles comme en Bretagne méridionale (1).

— **La structure longitudinale** en relation avec la lithologie est représentée sur les tronçons littoraux situés entre le Cap Finisterre et le Massif de Traba, et surtout de part et d'autre des rias centrales (La Corogne, N du Ferrol) où le trait de côte suit dans l'ensemble les contours externes de l'affleurement du granites de la Corogne. De même, la configuration de la ria de Lage est à mettre sur le compte de l'exploitation d'une bande de roches schisteuses en arrière d'un affleurement de gneiss glandulaires qui déterminent un étranglement.

(1) A. Guilcher (**186**) ; (**190**), p. 129.

— **Les côtes à structure transversale** sont largement prédominantes en Galice. Dans le secteur cantabrique, les terrains sont disposés du SSW au NNE et sont assez contrastés entre Ortegal et Burela pour que l'indentation des rivages se calque sur eux. En outre, même là où les roches s'étirent en bandes parallèles à la limite océanique, et où normalement l'on devrait rencontrer une côte longitudinale, la tectonique a provoqué un dessin du littoral de type « atlantique ». Tel est le cas en Galice sud-occidentale à partir de la ria de Noya. Les fractures et le jeu différentiel des compartiments font alterner des saillants massifs et élevés avec des rentrants larges et profonds. L'ampleur même des bras de mer pénétrant dans le continent permet sur chaque rive de ria l'exploitation de la lithologie, si bien que le littoral des rias bajas est lié à un double titre à la structure transversale. Peut-être devrait-on parler ici « de côte de déformation transverse » pour reprendre l'expression de C. A. Cotton; de côte à structure quadrillée, également puisqu'interfèrent des accidents NE-SW, et d'autres N-S.

— **La structure quadrillée,** par ailleurs, se trouve représentée entre Finisterre et Lage sans donner lieu ici à des rades très profondes de nature tectonique. Il n'y a de toute façon rien de bien particulier à l'existence de ce type de côte, si fréquent dans les massifs anciens rajeunis, comme l'a dit A. Guilcher.

— **Le structure oblique,** issue de l'exploitation d'une lithologie assez variée, se remarque entre Malpica et la Corogne. Influence structurale dérivée bien sûr, puisque l'érosion subaérienne antérieure à la submersion est responsable des indentations du rivage.

— Malgré la disposition *arquée* que prennent les terrains du « complexe ancien » dans tout l'Ouest galicien, il n'y a pas à proprement parler de côte de ce type dans notre région; la courbure des affleurements reste trop continentale (10-15 km du littoral) et trop inscrite dans des masses compactes de relief.

— La position méridionale de la Galice lui vaut de n'offrir que de médiocres **cas de contraposition.** Il n'y a guère que le Nord-Ouest de notre région où nous ayons observé des traces assez fréquentes des dépôts d'origine périglaciaire. La mer retrouve aujourd'hui, en déblayant le head, les roches du socle et leur topographie différenciée. Mais cette structure discordante n'est que subordonnée; la contraposition ne joue que dans le détail, les traits majeurs restant ceux que nous venons d'indiquer plus haut. *A fortiori,* les dépôts de plages anciennes actuellement affouillés par le rivage sont-ils trop rares, trop discontinus, ou trop réduits, pour caractériser les côtes. Du moins permettent-ils de montrer que les formes « *initiales* » *ne sont pas forcément d'une toute première jeunesse. Les rivages retrouvent un tracé qui fut déjà celui des côtes ouljiennes, et probablement tyrrhéniennes* (*rasas*). Il faudra tenir compte de ces éléments lorsque l'on voudra discuter des traits de régularisation du littoral.

b) ***Roches et aspects de détail.***

L'action de la mer (vagues, embruns...) sur les roches cristallines a déjà fait l'objet de publications nombreuses, et nous n'avons guère à apporter au dossier déjà établi par les spécialistes de la morphologie littorale (1). Nos observations concordent en tous points avec les leurs. Aussi, nous nous contenterons de dire quels sont les points sur lesquels la Galice pourrait apporter des exemples de traits déjà connus ailleurs.

Dans le **tracé de détail** de la côte, nous constatons l'affouillement systématique des zones de diaclases denses ou de fracture, des filons basiques aussi. Il en résulte des rentrants de quelques mètres, des « cales », des couloirs ou des grottes. Parmi la multitude des lieux riches en anfractuosités, citons l'excavation du dyke de diabase des Mte Ferro à l'Ouest de Bayona. Sur toute sa largeur (5 m) et sur près de 10 m de profondeur, l'océan a déblayé cette roche, provoquant son altération chimique, dont résulte le dégagement de sphères ou noyaux enveloppés de minces

(1) Cf. A. Guilcher **(186), (188), (190)** et bibliographie de ces ouvrages.

auréoles concentriques (1). Des filons de lamprophyres, vite altérés car très riches en ferromagnésiens (biotite, hornblende) donnent naissance aussi à des couloirs : cf. les environs de la ria de Corme y Lage. Des bandes étroites de pegmatite, d'aplite sont fréquemment le point de départ d'autres excavations, que la mer élargit en même temps qu'elle les approfondit. Ces filonnets, comme l'inégale répartition des diaclases, permettent souvent un remarquable travail différentiel tout en finesse. W. Carlé en a cartographié un exemple près de Marin, tout à fait expressif (2). On trouverait dans le littoral du massif de Traba, dans le secteur côtier compris entre Malpica et Razo, comme de part et d'autre du Cap Prior, des illustrations assez belles du rôle des diaclases dans le tracé des rivages en terrain cristallin et migmatitique. Les roches moins métamorphiques entre Ortigueira et Barès, ou dans le domaine de la rasa cantabrique, offrent des cas de mise en valeur des zones fragiles encore plus spectaculaires : cales abruptes et profondes de plus de 100 m, grottes aux formes multiples directement en relation avec le pendage des diaclases ou des plans de schistosité (v. notamment pages 399 et 441) ou avec un quadrillage de fissures (cf. los Castros, sur la rasa cantabrique).

L'exploitation des affleurements plus étendus, conduisant à l'ouverture de baies plus larges, est d'interprétation plus délicate. Presque toujours en effet, l'altération différentielle subaérienne a précédé l'intervention de la mer : à preuve, les rias de Ortigueira et Cedeira, les baies schisteuses adjacentes aux rias de Noya, Pontevedra, Vigo. Les fractures apportent parfois une raison supplémentaire à l'affouillement continental comme dans le cas de la baie de Bayona, débouché du Valle del Miñor en même temps que d'une bande de schistes micacés, ou celui de l'anse de Frouxeira-Valdoviño (SW de la ria de Cedeira). Peut-être est-ce seulement dans le rentrant du Cap del Home, dans la rade de Villagarcia, dans les baies appuyées au Cap Prior, que l'action érosive de la mer est la plus certaine. Du moins, les caps les plus fiers sont-ils partiellement mis en saillie par l'érosion sélective de la mer. Tel nous paraît être le cas de la Punta Aquillones de l'Ortegal, devancée par sa procession de pénitents, en rapport avec un banc compact d'éclogite. Tels aussi les caps Prior et Finisterre liés à des intrusions de granite du type de la Corogne, ou celui de Barès, coïncidant avec l'affleurement localisé de diorites quartziques. Toutefois il ne faudrait pas croire que toutes les avancées se calquent sur les affleurements des roches les plus dures du domaine côtier. A nos yeux, c'est plus dans **la forme des falaises** que dans l'allure du tracé que le rôle des assises géologiques se marque le mieux. Au long de la côte galicienne, nous avons observé des profils de falaises assez variés, qui néanmoins peuvent être regroupés en quelques types ou familles.

1) **Les « fausses falaises »** (A. Guilcher). Il s'agit de versants de modelé continental, nettoyés seulement par la mer dans leur partie inférieure. Nous avons dénommé à plusieurs reprises ces formes côtières : « versants-falaises » pour souligner la faiblesse des actions marines à leur encontre. Dans une côte de submersion, de telles formes n'ont rien de surprenant compte tenu de la nature des roches. En fonction d'elle d'ailleurs, se dessinent quelques nuances. Les profils les plus caractéristiques se rencontrent dans les granites de deux micas assez homogènes, et les diorites quartziques. La pente des versants, convexe, conduit à proximité du niveau de la mer les sections les plus inclinées, que les vagues ne raidissent que sur quelques mètres à la faveur de diaclases obliques assez redressées ou de fissures subverticales. Pas d'encoches basales, pas de platier rocheux découvrant à basse mer, mais seulement une zone nettoyée et nue, représentant le prolongement de la pente des versants ou des diaclases utilisées. Leur hauteur est bien variable, mais rarement très considérable. C'est qu'en effet les granites de ce type ne forment jamais de reliefs importants (3) aux abords des littoraux. Les seules exceptions se trouvent dans le détroit de Rande (ria de Vigo) et dans la presqu'île de Barès. Le plus souvent, des sommets les plus proches partent des pentes multi-convexes, dont la dernière seule est affectée par la retouche marine. En outre, les systèmes de diaclases prédominants sont obliques, assez serrés, ce

(1) Les mêmes phénomènes s'observent en Bretagne et ont déjà été signalés, cf. A. Guilcher (190), p. 43, et H. Nonn (349), p. 35.

(2) W. Carlé (89), fig. 4.

(3) Au N de Muros, la rasa entre le Mte Louro et la ria d'Ezaro s'interpose entre les sommets de 360 m et la mer. A l'W de la Sierra de Barbanza, les chicots rocheux ne dépassent qu'une fois 150 m, et une vaste zone d'altération — ou une forte évolution des versants — les ont laissé assez loin en retrait.

qui conduit au dégagement de dalles et confère aux surfaces de versants des allures de formes structurales. Les exemples les plus caractéristiques de ces profils assez constants et réguliers pourraient être trouvés entre Vivero et Burela sur la côte septentrionale, au N de Finisterre, et dans la ria de Aldan sur la côte occidentale.

Dans le granite gneissique de Lage, les aspects sont très voisins lorsqu'il offre une texture assez régulière, comme au N de la ria de Lage (Corme). La convexité perd de sa netteté dès que sa composition devient plus changeante. Les bas de versants nettoyés par les vagues ont alors des pentes plus variables, et des aspérités de détail introduisent des complications de tracé et de profil. Pas davantage d'encoche basale cependant. Simplement, il nous semble qu'une plus grande densité de diaclases, et souvent une tendance assez générale de celles-ci à se rapprocher de l'horizontalité, permettent le développement de plates-formes d'abrasion un peu plus étendues. Leur exploitation conduit à la réalisation de quelques rochers-champignons, de dalles surplombantes parfois, ou d'excavations peu profondes. La côte des environs de Cayon, et le littoral entre la Guardia et le Cap Silleiro peuvent servir de secteurs de référence.

D'une manière générale, ces falaises n'évoluent guère, et la lenteur avec laquelle les vagues peuvent façonner les surfaces d'abrasion dans les granites gneissiques en sont la preuve morphologique. *Il doit falloir un laps de temps assez considérable pour que ces estrans rocheux encore très irréguliers puissent arriver à l'aspect uniforme qui fut atteint dans les rasas tyrrhéniennes.* Une preuve géologique en est également donnée par la persistance de quelques plages ouljiennes au long des littoraux granitiques exposés aux houles du large (cf. Cayon, ou Pta Louridos-Mugia, p. 349-350). Ces diverses indications sont en tous points concordantes avec celles d'A. Guilcher : « Dans la partie avivée par la mer, le déchiquètement récent peut être extrême, mais il reste un fait de détail. Le profil invite donc à conclure à la stabilité; il s'agit d'un versant de colline que la mer bat à son pied sans le modifier plus haut » (1).

2) **Les « falaises rocheuses irrégulières »** sont une forme encore voisine — les roches gneissiques du groupe de Lage assurent parfois la transition — mais d'aspect pourtant différent. Nous les rencontrons dans les granites qui donnent déjà sur le continent une topographie heurtée. Nous les distinguons des précédentes « fausses falaises » par le fait qu'elles ne dérivent pas forcément d'un versant. Elles peuvent correspondre à l'ennoiement d'une zone rendue irrégulière par l'érosion aréolaire, surtout lorsque ce sont des reliefs notables qui s'avancent dans le domaine littoral; une convexité d'ensemble n'est pas exclue, mais elle reste même alors localisée à quelques tronçons de côte. Ce qui y commande le plus directement le détail des rivages, ce sont essentiellement les diaclases cette fois subverticales. La zone battue par les vagues se résoud en aspérités, chicots, verrues de dimensions et de hauteur fort variées. A titre d'exemples, nous citerons les littoraux de la ria de Arosa inscrits dans le granite de Caldas, ou ceux de Traba-Camelle, ou encore la côte des environs de la Corogne.

3) **Les « falaises à pans décollés »** caractérisent une autre famille de roches arrivant à la mer. Dans les schistes métamorphiques ou les amphibolites, affectés de diaclases obliques assez redressées (pendages de 45° de plus, jusqu'à 75-80°), l'action littorale ne paraît plus se limiter à un simple nettoyage. Des pans de falaises s'éboulent, se détachent ou glissent le long de failles panamiennes et les vagues ne sont sans doute pas étrangères à ces accidents. Les côtes de la Pta Candelaria, ou de la Pta Aquillones correspondent à des versants à pente inférieure au pendage, hérissés d'arêtes saillant de la lande; en passant dans le domaine littoral, leur raideur s'accuse et devient conforme aux pendages de plans de schistosité ou de diaclases (v. p. 399-400). De la même manière, les décollements par les schistes du « flysch » de Picon (2) permettent un recoupement des pentes des versants issus du modelé continental (p. 401). La préparation de l'évolution des côtes est toutefois le fait de l'érosion subaérienne : élargissement des joints, sectionnement des dalles schisteuses par des ravineaux — parfois en *flat-irons* —. Elle est aussi liée aux conditions structurales : densité des fissures, massivité des bancs, intercalations plus argileuses... De ce fait, on peut considérer que le recul des rivages aux dépens

(1) A. Guilcher (190), p. 52.
(2) Désignation empruntée à l'article récent d'I. Parga et R. Capdevila (384 bis).

de la terre ferme est maximum dans les schistes pélitiques ou sériciteux; malheureusement, faute de documents historiques, il n'a pu être évalué.

4) **Les falaises à profils subverticaux** existent en Galice dans des conditions très différentes les unes des autres. Certaines sont liées à une disposition presque tabulaire des terrains. Elles sont peu fréquentes du fait que les roches métamorphiques de notre région ont été notablement plissées; il n'y a guère que deux secteurs où les pendages ont été peu accusés. Plus fréquemment, la subverticalité provient de l'importante altération des schistes par ailleurs façonnés en versants très doux, arrivant avec une faible altitude vers le trait de côte. L'allure tabulaire résulte enfin en plusieurs endroits de la réalisation préalable d'une rasa. Quelques profils de même aspect, quoique de genèse et d'évolution différentes, sont apparents dans les secteurs de contraposition.

En ce qui concerne les tronçons où l'entaille s'inscrit dans les schistes altérés, nous dégagerons les caractères particuliers suivants : les falaises subverticles ne sont pas continues, mais interrompues par des zones — saillantes — où les roches restent soumises au rôle directeur des diaclases ou des plans de schistosité. Les rentrants comprennent des parois où les terrains sont suffisamment altérés pour que la mer puisse ronger à une vitesse presque égale les parties où la structure de la roche est encore reconnaissable et celles où déjà la consistance n'est plus que celle des argiles ou des limons (ria de Arès, presqu'îles de Portonovo à la Lanzada). Souvent, comme dans les schistes de Bergondo, il y a conjugaison d'un pendage ou fort ou très faible, d'une altération rapide, et d'une hauteur réduite des falaises (1). Le tracé des côtes prend généralement ici une disposition en festons, les rentrants pouvant s'inscrire sur plusieurs mètres, voire des dizaines de mètres vers l'intérieur des terres. Il n'y a cependant pas lieu de croire à une évolution rapide de tels rivages. Nous y trouvons bien des platiers rocheux, des îlots témoignant d'une ancienne position des falaises. Mais en revanche, les indices des progrès récents ou actuels de la mer sont limités à de rares endroits (E de Malpica par ex.) et non mesurés. D'autre part, la présence de plages ouljiennes à + 2 + 5 m à Razo et Cirro (p. 349 et 359), visibles dans les falaises actuelles, incite à ne pas considérer le recul des rivages comme très important à l'heure actuelle.

Certes, le travail de la mer est plus actif lorsqu'il n'y a en face d'elle que des sédiments meubles : le fond de quelques anses est parfois taillé dans de tels matériaux, qui peuvent être du head, ou des plages anciennes sableuses recouvertes de débris fins périglaciaires (cf. la Vaca, Barrañan, Razo) ou encore des matériaux continentaux apportés par les eaux courantes ou ruisselantes (Cuño). La médiocrité des effets du froid sur les côtes occidentales rend de toute façon peu fréquentes des situations de ce genre (2).

Reste le cas des falaises subverticales d'origine structurale. La rasa cantabrique comporte, on l'a vu p. 441-442, un tronçon où les couches schisteuses sont subhorizontales; il se prête particulièrement bien à l'édification de falaises verticles, que la mer fait évoluer en les tronçonnant, en les coupant de couloirs ouverts à partir des diaclases ou de petites cassures. Travail de patience, facilité par la mince tranche de terrain à déblayer (7 à 15 m) et par l'existence de lignes de faiblesse au sein de la roche; mais nous manquons de repères permettant d'apprécier l'efficacité et la vitesse de cette œuvre de longue haleine. Le second endroit où la disposition tabulaire des assises géologiques conduit à la réalisation de falaises verticales est autrement imposant; il s'agit de la zone d'affleurement des charnockites et des pyroxénites du cap Ortegal. Nous avons décrit p. 401 et suivantes ces plus hautes falaises de l'Europe continentale. Les abrupts de plus de 300 m, voire de plus de 400 m de commandement, décomposés en gradins et paliers structuraux, évoluent à la fois par le bas (sous l'effet du déferlement) et par le haut; mais nous avons pu souligner la faiblesse de ces actions actuellement. C'est pourquoi

(1) Il peut s'agir d'éléments de rasas, comme entre Sta Cruz et Dejo, ou au Sud du Cap Prior, et peut-être entre Portonovo et la Lanzada.

(2) Ici la verticalité des falaises résulte de l'abondance des limons qui assure la cohésion des sédiments du head ou du colluvionnement; le limon intervient, avec les oxydes de fer et l'humidité et la composition, dans la cohésion des sables.

nous avons considéré les « *cantiles* » d'Ortegal comme des formes dérivées de fractures et plus ou moins figées après une évolution sans doute plus active au Quaternaire.

Au total, au long de la côte galicienne, la structure commande la plupart des traits rencontrés dans les secteurs rocheux. Tracés et profils en dérivent, et la plupart du temps on y lit aussi les effets de la dénudation subaérienne de façon plus claire que ceux de l'érosion marine (1). La découverte de multiples plages ouljiennes, placée en regard des tronçons où des reculs sont incontestables quoique non « chiffrables », permet de voir dans le littoral galicien un exemple supplémentaire de rivage ou alternent des sections de côtes « retrouvées » et des sections de « rivages neufs » (A. Guilcher).

Nous ne voudrions pas terminer cette revue des côtes rocheuses sans dire quelques mots des **microformes** qu'elles recèlent. Nous les avons rencontrées dans deux types de roches seulement : les granites orientés ou gneissiques, et les schistes micacés et migmatitiques. Elles sont d'ailleurs différentes par leur taille, leur position, et leur dessin dans les deux catégories de terrains. Dans les roches schisteuses, seuls les lapiés sont réalisés par exploitation des plans de schistosité lorsque ceux-ci sont assez redressés et serrés, localisés sur les platiers découvrant à basse mer; ils nous semblent représenter des effets de nettoyage surtout. Les formes sont plus variées dans les gneiss et les granites gneissiques. On rencontre en effet des vasques, des marmites, des pseudo-lapiés, des alvéolisations de parois. Mais la répartition des unes et des autres est complexe. Nous paraissent intervenir des différences de grain, de composition, de texture (2). Au cap Silleiro, en granite gneissique ou orienté, et dans la partie supérieure de la zone de battement des marées, prédominent des vasques à fond plat et bords évasés, comme des cupules; la profondeur est faible, quelques centimètres; la forme et la taille sont variables, de quelques décimètres à un mètre ou plus de grande dimension. Les plus allongés s'étirent entre des joints subverticaux ouverts sans se développer à partir d'eux (3). A côté d'elle, des amorces de cannelures s'allongent manifestement en relation avec des diaclases virtuelles ou la linéation de la roche. Nous pensons qu'il y a filiation entre ces deux formes. Les dernières, issues de la désagrégation granulaire, se rejoignent et peuvent provoquer l'esquisse des vasques, élargies ensuite par la corrosion chimique et notamment par l'action du sel qui cristallise ou forme une saumure dans la plupart des cupules. Les amorces de cannelures pourraient naître des alternances d'huméfaction et de dessiccation, détruisant les micas, avec l'aide du sel dont le rôle a été récemment souligné par J. Tricart (4). La corrosion par le sel est plus manifeste sur le bord des vasques. Près de Corme, dans le même granite, nous avons constaté des phénomènes identiques. Là, s'ajoutent, dans le fond même des vasques, des trous à bords plus francs mais plus petits (10-15 cm de profondeur et de diamètre). De telles cavités se rencontrent directement sur les surfaces rocheuses assez planes en d'autres lieux, comme à l'E de Loira (ria de Pontevedra), également dans la zone découvrant à haute mer. La petite dimension de ces alvéolisations, en regard de leur profondeur, exclut d'y voir des formes de cavitation, ou des cupules de corrosion latérale. Certaines se disposent en chapelets, en lisière de filonnets de micro-granite; un lien avec l'arrangement de la roche reste probable, mais à tout le moins discontinu. On songe plutôt à des processus d'érosion chimique « en profondeur », dans lesquels interviendrait l'attaque des micas et des feldspaths par l'eau stagnant dans leur fond pendant un laps de temps assez long; cela doit permettre la dissociation des cristaux, les parois et le fond — à sec — étant toujours rugueux. La régularité des formes nous semble liée ici à l'homogénéité du grain de granite. Nous avons enfin noté dans les secteurs où se développent ces alvéolisations, l'existence de taffoni dans la zone des embruns et un peu au-delà; cela souligne la prédisposition locale que peut acquérir le granite de Lage à ce type d'altération.

(1) Nous ne connaissons guère que deux cas où la mer paraît avoir « mangé » des portions notables de relief, c'est-à-dire — comme l'indique A. Guilcher [(190), p. 53] — où « la partie proprement marine de la falaise est continuée par une pente descendant vers l'intérieur et non vers la mer » voir plus haut p. 374 et p. 399. Encore ici les collines ne sont-elles pas encore tout à fait réduites de moitié.

(2) C'est aussi l'opinion de W. Panzer (370), p. 52-54.

(3) Les bords de joints subverticaux ouverts peuvent localement servir de limites; parfois, leur exploitation « régressive » a permis à quelques-uns de jouer le rôle d'exutoire.

(4) J. Tricart (506). Le granite du Cap Silleiro-La Grova est particulièrement riche en biotite, en lentilles allongées et parallèles entre des plages de gros cristaux de quartz et de feldspaths. Ces derniers sont en outre fragiles.

Nous avons décrit déjà, p. 292, dans les mêmes terrains près de Bayona, des alvéoles en nid d'abeille sur les parois verticales des rochers touchés par les embruns. Ici, à la manière des taffoni, c'est une desquamation, combinée à une désagrégation granulaire, qui doit rendre compte de leur façonnement (1). Le sel n'intervient guère, probablement, en tous cas moins que l'alternance d'huméfaction (embruns, paquets de mer) et d'évaporation (sous l'effet de l'insolation). Dans la zone de battement des marées, on rencontre des lapiés de diaclases ou *Rinnenkarren* de W. Carlé (86); profonds et étroits, ils suivent des diaclases ouvertes subverticales; leurs arêtes émoussées montrent le travail d'abrasion de la mer. Ce type d'action marine se marque aussi par la réalisation de rochers-champignons. A la surface de ceux-ci, ou des blocs échelonnés entre le niveau des hautes mers et une quarantaine de mètres au-dessus du zéro, on note enfin une autre microforme : celle des marmites, généralement à fond concave et bords surplombants partiellement coupés de rigoles en gouttières. Des cavités similaires se rencontrent également dans le granite de Barbanza (Pta del Castro) ou du Cap Corrubedo. Pour la justification de leur élaboration, nous inclinons à donner un rôle majeur aux processus de désagrégation granulaire, amorcée et guidée par l'attaque des biotites et des feldspaths par l'eau, éventuellement échauffée par l'insolation; s'y ajoute pour les plus basses, le rôle d'abrasion par les arènes en suspension dans les paquets de mer, dont le mouvement tourbillonnaire peut aider à réaliser les surplombs comme à creuser les rigoles de déversement à partir de sillons de fragilité de la roche (concordance avec la linéation des granites gneissiques) (2). De toute façon, nous assimilons les exutoires des marmites aux rigoles de pluie ou de ruissellement rencontrées à la surface de certains dômes rocheux de l'intérieur du pays (Rinnenkarren).

Tout compte fait, ce n'est guère que dans les lapiés de diaclases, schisteux et granitiques, et dans les cuvettes à bords évasés que la mer joue un rôle déterminant. Pour les autres formes, elle intervient en fournissant périodiquement de l'eau, parfois en abondance, et en permettant la conservation de surfaces nues sur un granite qui généralement est couvert par la végétation et de ce fait protégé du jeu des alternances d'huméfaction et de dessication.

2) Les rias *sensu stricto* et *sensu lato*

Sous ce titre emprunté à C. A. Cotton (3) nous voudrions aborder le problème de la classification et de la dénomination des principales formes d'érosion qui indentent le littoral galicien. « Ria » est le terme donné en Galice et aux Asturies aux baies plus profondes que larges qui sont l'exutoire des rivières principales et qui servent de rades abritées. Les géographes ont repris ce mot pour désigner « des systèmes fluviaux partiellement envahis par la mer, l'importance de l'ennoiement dépendant du rapport entre l'ampleur de la transgression (ou de la subsidence) et l'altitude des sources » [A. Guilcher (190), p. 117]. C. A. Cotton cependant pense qu' « il n'est pas désirable d'étendre aussi loin la signification d'un terme courant, employé plus ou moins exactement dans le sens compris et défini par Richthofen ». Cet auteur (4), rappelle C. A. Cotton, associait essentiellement le mot « ria » à une *côte transversale*. Or, en Galice même, la disposition transversale est loin d'être fréquemment réalisée, comme nous l'avons dit plus haut. Faudrait-il dénier aux rias « éponymes » le droit de s'appeler ainsi ? En fait, on ne peut nier que les données tectoniques, génératrices des rias bajas, n'aient créé là un tracé introduisant une forte ressemblance avec les côtes transversales. L'analogie de tracé justifie sans doute la similitude de dénomination. Et dans la mesure où nous admettons, avec A. Guilcher, que compte

(1) Des lamelles de 2-3 cm d'épaisseur se détachent par desquamation; la main détache dans les parties internes des « nids » des grains isolés; de même, c'est la désagrégation granulaire qui est responsable de l'« ajourage » des parois externes des alvéoles ou de leur emboîtement.

(2) La position légèrement perchée de la base des gouttières par rapport au fond des cuvettes peut en effet résulter du mouvement tourbillonnaire de l'eau; elle montre aussi un lien avec un certain débit à évacuer.

(3) C. A. Cotton (113), p. 360.

(4) F. von Richthofen (422), p. 308-309.

surtout l'importance de la submersion (plutôt que la stricte origine fluviatile) et l'envahissement par la mer d'un dispositif pouvant avoir des causes autres que la propre action érosive des cours d'eau, la discussion sur la question de vocabulaire ne se pose guère ici.

Toutefois, nous nous permettrons d'insister pour que ne soient pas appelés « ria » n'importe quel estuaire ou n'importe quelle baie situés sur un littoral d'ingression. A nos yeux, *ce terme ne doit s'employer que pour une baie plus longue que large, dont l'amont est constitué par une vallée ou un système de vallées; la baie doit être le prolongement au moins partiel du système hydrographique, vallées inférieures et baie étant entaillées dans une même topographie massive, et jusqu'à une certaine profondeur en rapport avec un creusement fluvial réalisé en période de regression relative.* L'ennoiement ultérieur peut être d'origine tectonique ou le fait d'une transgression récente. Ainsi définie, la ria se distingue des fjords, bien sûr, mais aussi des baies qui ne reçoivent que de-courts vallons à forte pente, comme sur le littoral occidental de Corse, par suite d'un relèvement notable préflandrien du domaine continental (flexure). Elle est différente de la dépression purement lithologique ou tectonique ennoyée, de la simple vallée inférieure pénétrée par la marée, comme c'est le cas dans l'estuaire (1).

Les formes topographiques caractéristiques comprennent donc :

— A l'amont au moins, sinon sur l'ensemble de la longueur de la ria, des versants de vallée fluviale dont la base passe sous le niveau de la mer, ou sous des dépôts de marais maritime. La sinuosité du tracé renforce le caractère de vallée ennoyée, mais elle n'existe pas forcément, des fractures ayant pu à l'origine commander la direction de l'écoulement comme l'abrupt du versant.

— Au long de la ria, les versants sont, à distance faible du trait de côte, assez continus et assez imposants. Ils doivent cependant avoir évolué suffisamment pour que la baie soit ample. Cela n'exclut pas la possibilité de goulets.

— La zone submergée est encore peu colmatée par l'accumulation des matériaux apportés par les fleuves. Sans quoi le plan d'eau marine se trouve réduit à la zone du lit mineur du cours d'eau, et l'on est alors en présence d'un estuaire. Le cours inférieur du Miño est dans ce cas (2).

— Des formes de régularisation amorcées et actives : marais vaseux, bancs sableux, deltas intérieurs sous-marins ou à peine émergés, plages ou cordons fermant les anses latérales, flèches barrant la ria. Mais l'âge très récent de la transgression fait qu'elles n'occupent pas des surfaces trop vastes.

Ces traits communs à toutes les rias n'empêchent pas de *distinguer des types assez bien individualisés.* La côte de Galice en compte pour sa part au moins trois.

— Le premier type correspond à la partie inférieure d'un organisme fluvial ennoyé (= « rivière » ou « aber » en Bretagne). Là, *c'est effectivement un fleuve d'assez grande importance qui est responsable de l'ampleur de la ria et parfois de son tracé.* Cela ne signifie pas l'inexistence de « concours extérieurs » : recul des versants favorisé par une altération intense des terrains, intervention de la tectonique dans le détail, voire dans l'ensemble du dessin de la ria. Les cas les plus remarquables de rias de ce type se rencontrent sur le littoral cantabrique : Ortigueira, Barquero, Foz, Ribadeo. (Nous réservons pour l'instant le cas de la ria de Vivero). Sur les côtes exposées au NW, la ria de Cedeira, celles du Ferrol, d'Arès et Betanzos, les rias de Lage et de Camariñas doivent être considérées comme au moins partiellement semblables. Une certaine originalité les marque cependant. La structure longitudinale de la côte a largement contribué à l'élaboration des contours des « ledanou » du Ferrol et de Cedeira; le relèvement moins important des reliefs encadrants au Tertiaire rend moins net le rôle de l'encaissement réalisé par les cours d'eau. Sur le littoral faisant face à l'Ouest à partir de Noya, les « abers » se limitent aux parties les plus internes des rias, ainsi que nous l'avons montré au chapitre I

(1) L'estuaire peut, selon D. Johnson, être rencontré dans les « côtes neutres », c'est-à-dire sans submersion ni émersion.

(2) Si le colmatage de sa vallée par les terrasses anciennes et actuelles du fleuve était beaucoup moins puissant, ce serait une forme très proche des rias bajas qui serait réalisée. Les estuaires au Sud de la ria de Vigo ne sont plus des rias en bonne partie parce que les fleuves apportent beaucoup de sédiments, et non parce qu'il s'agirait d'un « simple ennoyage de gorges » comme le propose M. Derruau (133), p. 380.

de la 5e *partie* (et p. 331-334 du chapitre II). Dans la ria de Vigo, cet aspect fait même pratiquement défaut.

— *Le second type est caractérisé précisément par la place prépondérante que prend la tectonique dans la réalisation de l'ampleur et des contours de la ria.* Il s'individualise surtout lorsque les rios correspondants sont absolument incapables de justifier la taille de la ria. Rappelons ici que le système hydrographique Verdugo-Oitaven n'apporte à la ria de Vigo qu'un débit moyen de 13,5 m³/sec.; et qu'en arrivant dans celle de Pontevedra, le Lerez n'a qu'un débit à peine supérieur à 18,5 m³. De même l'élargissement subit de la ria de Noya à l'aval de Portosin et Esteiro est sans rapport avec un accroissement de la puissance du Tambre. Il est hors de doute que des effondrements, ou des failles dénivelant les blocs riverains sont responsables de l'ampleur anormale des *rias bajas*. On se souvient en effet de la coïncidence de leur tracé avec les lignes majeures sismo-tectoniques SW-NE orthogonales aux affleurements, des quelques cassures dont les témoins géologiques (brèches, mylonites) ont été retrouvés, et de leur rapport direct avec des décrochements affectant le cours de la fracture méridienne de l'Ouest galicien. De toute façon, la forme de telles rias enregistre l'intervention de la tectonique : l'existence de rives de direction parallèle en est l'indice le plus visible. Rias tectoniques, elles sont cependant encore des formes d'érosion puisque les abrupts de faille ont considérablement évolué : recul par rapport à la ligne de fracture, façonnement de glacis dans des conditions torrentielles, sont les marques les plus probantes de cette évolution.

— Un troisième type est représenté en Galice par les rias de la Corogne et de Arosa. Il s'agit de cuvettes d'altération tertiaire ennoyées. Ce sont encore des « *rias* » par le fait même qu'un fleuve d'importance non négligeable y a son débouché, et qu'il y a inscrit aussi son cours lors des regressions, tout comme il a contribué à son défoncement et à son déblaiement. Aussi, dans le paysage, y a-t-il toujours, à l'amont, une vraie ria, de type « aber » ; *l'aval, et à vrai dire la plus grande partie, coïncide avec une zone surbaissée davantage par la décomposition aréolaire des terrains que par le creusement d'une vallée,* et ouverte davantage par une dénudation due au ruissellement (cf. les cônes de Santa Cruz-Mera, pour la ria de la Corogne, de Dena-Fianteira, Ronjique, Noalla, pour celle de Arosa) qu'à un déblaiement à partir d'un système de talwegs. D'où une tendance à des contours « globulaires » ou « amiboïdes ».

Certaines rias, bien entendu, ont des caractères mixtes. Nous venons de rappeler la part de l'altération d'une façon générale dans le modelé galicien, et son intervention dans l'élaboration des rias du premier type (Ortigueira, Vivero, Cedeira). Dans d'autres cas, les fractures ont joué un rôle non négligeable, même si les rios paraissent garder la principale responsabilité des formes (Ribadeo, peut-être Betanzos, Camariñas plus sûrement).

Au total, nous voici en présence de formes génétiquement variées et portant le même nom. Nom au demeurant consacré par l'usage, et justifié au moins par les aspects extérieurs de la forme qu'il désigne. Devant cette situation, nous souhaiterions qu'au sein de la famille des côtes à rias, un effort soit fait en vue d'une subdivision qui tienne compte des modalités de leur genèse; et que, dès que cela est possible, l'on précise si l'on a affaire à un « aber » ou « *ria-entonnoir* » (type 1), à une « *ria tectonique* » (type 2), à une « *ria-alvéole* » (type 3), ou à une « *ria composée* » incorporant des traits de l'un et l'autre des types fondamentaux précédents. Au demeurant, ces subdivisions ne sont pas que de principe. Elles recouvrent des différences de configuration et de dimension relative (par rapport au bassin-versant des fleuves tributaires principaux).

3) Le rivage actuel : des formes littorales anciennes et récentes

Il est hors de doute que des éléments de la côte actuelle ont été élaborés par la mer lorsqu'elle occupait des niveaux un peu plus élevés que celui d'aujourd'hui. On pouvait s'y attendre puisque la mise en place des unités tectoniques était réalisée au cours du Tertiaire, et terminée

pour l'essentiel au Quaternaire ancien. Nous avons vu aussi que plusieurs rias étaient déjà des dépressions creusées en dessous du niveau actuel à l'orée des temps quaternaires (la Corogne, rias bajas). Le témoignage de formes littorales anciennes d'érosion et d'accumulation à proximité même du trait de côte actuel apporte confirmation de ce que l'on a pu déduire à partir de l'étude du modelé continental.

a) ***Des éléments de rivages pré-tyrrhéniens ?***

Certains auteurs ont voulu retrouver, dans quelques replats rocheux de la côte, la trace de stationnements marins anciens. Ainsi H. MENSCHING dans un examen rapide des paysages de la Galice occidentale, retient une « terrasse d'abrasion » à + 80 + 100 m, rapportée à la transgression du Sicilien I, sur la côte asturienne à l'E de Luarca, puis entre Ribadeo et Foz à + 95 +100 m (1). Il en retrouve un témoin dans la ria de Vivero (*ibid.*, p. 219) et peut-être l'envisage-t-il encore dans la ria de Arosa où « tous les niveaux marins sont représentés... bien que rarement les uns au-dessus des autres » (*ibid.*, p. 221). Etant donné l'absence de sédiments marins sur ces replats, leur discontinuité et les toujours possibles confusions avec des méplats dus au façonnement subaérien, voire aux aménagements de terroirs par les hommes, nous ne les retiendrons pas ici comme des indices valables d'anciens rivages.

La question se pose avec plus de poids pour des témoins éventuels situés à + 50, + 60 m. Leur existence est susceptible d'être admise en fonction de la présence de terrasses fluviales eustatiques trouvées au long du Miño, de l'Ulla et du Mero. D'après H. MENSCHING, leur position est jalonnée par la « Siedlungsterrasse » (niveau de l'habitat) à l'Est de la ria de Foz, par un niveau discontinu rencontré dans les rias de Vivero et de Noya (près de Pontosin = lire Portosin) comme près de l'embouchure du Miño. Dans nos propres recherches, le stationnement « milazzien » de la mer ne nous a pas paru signalé avec la même évidence. Il nous semble effectivement présent à la Guardia (v. p. 286) mais sous forme d'un lambeau isolé. Près de Vivero, l'altitude est nettement inférieure à + 50, + 60 m; les éléments de « rasa » éventuelle se tiennent entre + 40 et + 20 m. Nous avouons enfin ne pas avoir retrouvé la terrasse de Portosin, pas plus que la « Siedlungsterrasse » cantabrique. Nous n'avons d'autre part rencontré aucun autre témoin possible de rivage « milazzien ». Dans ces conditions, nous préférons renoncer à le situer.

b) ***Le littoral au Tyrrhénien I.***

Il est par contre possible de mieux établir la position des côtes au cours du Grand Interglaciaire Mindel-Riss. A une condition toutefois : que les « rasas » soient bien reconnues comme des plates-formes d'abrasion marine, et que leur corrélation soit admise malgré de petites différences d'altitude. Une discussion préalable doit donc être ouverte à leur sujet. Les premiers points à établir concernent leur définition en tant que forme d'érosion littorale : une plate-forme d'abrasion se développe en principe dans les zones avancées de la côte, exposées aux fortes houles, plutôt que dans les rentrants; leur développement crée un plan doucement incliné vers le large. Mais en roche cristalline et métamorphique, il faut tenir compte des possibilités limitées de réalisation; deux « milieux favorables » seulement nous semblent exister : quand les terrains, point trop résistants, sont fortement diaclasés ou coupés de plans de schistosité; et quand les diaclases principales sont elles-mêmes plongeantes vers la mer avec un angle proche de l'horizontale. Une troisième donnée favorable peut bien entendu être l'existence d'un relief continental réduit, et déjà plus ou moins nivelé ou préparé par les processus subaériens (pédimentation, décomposition météorique...). Les rasas galiciennes répondent pratiquement toutes aux conditions de situation; elles offrent aussi l'aspect de plan régulier faiblement incliné. Entre Portonovo

(1) H. MENSCHING (329), p. 217, v. aussi ses fig. 1 et 2.

et la Lanzada, au Cap Prior, elles recoupent des schistes assez tendres et s'inscrivent dans une topographie de faible altitude. Pour la rasa cantabrique, nous avons discuté p. 432-434 du concours de facteurs qui a dû faciliter son élaboration (compartiment dénivelé (?) soumis à l'altération et au façonnement de glacis). Les rasas granitiques entre le Miño et la ria de Vigo, entre le Jallas et la ria de Noya sont plus surprenantes, surtout à cause de la roche où elles sont entaillées (1). La mer n'y réalise actuellement que des plates-formes assez irrégulières, ce qui conduit à mettre en avant la nécessité d'une longue durée du stationnement marin pour les comprendre.

La seconde question litigieuse concerne les altitudes. Les cotes à retenir sont celles vers lesquelles on passe de la rasa au relief devenu « falaise morte ». Les autres cotes ont un intérêt moindre car « une plateforme d'abrasion se poursuit communément à 20 m au-dessous du niveau de la mer » (2). Le fait que l'altitude de la partie supérieure d'une même rasa ne soit pas constante signifie-t-elle que la rasa a été déformée ? ou bien que les données lithologiques favorables à sa confection n'étaient pas régulièrement égales ? Cette seconde éventualité est à rejeter si la dénivellation dépasse quelques mètres au pied même de la falaise-morte (elle n'intervient que pour justifier des différences d'ampleur ou de pente). En Galice, les rasas ayant une certaine continuité ont été légèrement déformées et enregistrent des différences d'altitude de 10-15 m sur les quelques kilomètres de leur développement. Dans ces conditions, et puisque par ailleurs font défaut les traces sûres de niveaux d'abrasion marine plus anciens et plus élevés, nous pouvons accepter une équivalence d'âge entre nos diverses rasas : leur altitude, certes, oscille entre les cotes extrêmes de 20 à 50 m; mais les cotes les plus fréquentes (25-35 m) coïncident d'autre part avec des accumulations bien distinctes de celles des niveaux d'Interglaciaire Riss-Würm, tout comme elles s'individualisent des banquettes d'abrasion se rapportant à ce dernier Interglaciaire.

Les rasas, très probablement tyrrhéniennes, indiquent donc que les rivages avaient, grossièrement, les mêmes positions qu'actuellement au Quaternaire moyen. Les rias elles aussi étaient déjà alors des baies largement envahies par la mer : témoins les formations caillouteuses d'estuaire de Sisan et de Catoira dans la ria de Arosa (+ 22, + 30 m) ou le cordon littoral de Area Longa dans la ria del Barquero (+ 30, + 35 m). Témoins aussi les sédiments de type voisin sur les flancs de la ria de Ribadeo à Figuerua et Campon ou de celle de Foz à Espiñeira (+ 25, + 30 m). Se raccordent à ce littoral ancien nombre de terrasses fluviales : celles du Miño inférieur à + 35, + 25 m; du Lerez à 20 m environ (Pontevedra); du Tambre à Barro (même cote); du Mero à Labradores (+ 25 m); et celles des rivières cantabriques : Landro, (Lamaceo, Naceiro), Oro, Masma, et Eo, situées à + 30 m en plusieurs endroits proches des rias actuelles.

c) *Les côtes au Quaternaire récent.*

Si des incertitudes nombreuses subsistent pour la position précise des lignes de rivage tyrrhéniennes, notamment sur de grands tronçons tels qu'entre Muros et la Corogne, ou entre le Cap Prior et la ria del Barquero, celles-ci sont levées par les traces d'anciens rivages pour l'Interglaciaire Riss-Würm.

De cette période datent d'abord des niveaux d'abrasion étroits et sporadiques à + 12-15 m (côte de la Guardia à Silleiro, rasa entre Muros et le Jallas) et quelques dépôts à des altitudes identiques, à Ronjique (Arosa), Samil (Vigo). En fonction de ce stationnement marin, se sont édifiées des terrasses fluviales le long des cours du Miño, du Lerez, de l'Umia, de l'Ulla, du Mero, comme dans les vallées du rio Oro et du rio Eo dans le secteur cantabrique.

(1) Nous avons discuté p. 284 des conditions dont la rasa miñote avait bénéficié (abrupt de faille ayant reculé). Nous ne préjugeons pas non plus des possibles interventions des processus de météorisation préalables, malheureusement hypothétiques en l'absence de résidus corrélatifs, tant pour elle que pour celle qui s'étend entre le Jallas et Muros.

(2) A. Guilcher (186), p. 571.

Ces témoignages, situés là où existaient déjà ceux du niveau Tyrrhénien I, n'apportent que peu de choses. Mais ils sont complétés par les traces plus abondantes du niveau ouljien, rencontré sous forme de rasas courtes, épisodiques, et surtout de plages anciennes. On les trouve dans plusieurs rias, comme on l'a vu (Vigo, Pontevedra, Arosa, Noya, Ribadeo) mais aussi entre elles : La Lanzada, Mugia et ses environs, Razo, Cayon et Barrañan, à l'W de la ria de la Corogne, Cirro entre celle-ci et celle de Betanzos, et de part et d'autre de la ria de Foz. Ces jalons, fort précieux, montrent bien que l'océan ne fait que réoccuper des positions toutes proches de celles qui furent les siennes lors du dernier Interglaciaire, même dans les secteurs les plus battus. Ces conclusions n'ont rien d'original depuis les recherches d'A. Guilcher en Bretagne. Ici comme là, les falaises n'ont guère reculé, le travail de sape de la mer est lent, laborieux et de faible envergure, compte tenu du faible laps de temps dont elle a disposé depuis la remontée flandrienne. La côte galicienne se range parmi les côtes formées de roches résistantes et fortement exposées, dont l'évolution se ferait « suivant des lois assez différentes des autres littoraux » et où « l'étude des anciennes lignes de rivage y serait essentielle pour la compréhension des tracés actuels » (1).

d) ***La régularisation embryonnaire actuelle.***

A côté des secteurs de contraposition, où se lit un travail de nettoyage des formations meubles quaternaires, et des endroits où les vagues s'attaquent aux roches pourries ou tendres et aggravent l'irrégularité des côtes, on observe cependant quelques tronçons de littoral en voie de régularisation. Celle-ci se traduit de quatre manières distinctes (2). En premier lieu, il s'agit de **plages** *et de* **cordons** — *toujours sableux ou presque — logés dans les rentrants et fermant parfois des lagunes.* Dans tous les cas, l'orientation dépend de la direction résultante des vents forts dont ils ne sont pas abrités et du fetch maximum, conformément aux lois établies par A. Schou. Les cordons les plus imposants, localisés dans des secteurs amplement ouverts sur le large, se tournent face aux houles lointaines principales, ou s'orientent en fonction des diffractions subies par les houles les plus fortes et les plus fréquentes. Cf. Carragal (Cap Corrubedo, p. 339), Louro, Carnota (N ria de Noya, v. p. 339-341), Traba, Baldayo entre le Cap Finisterre et la Corogne. Les formes sont peu variées, en général; les vents seuls, quand leur résultante n'est pas en concordance avec les fetchs, introduisent des différences dans l'empâtement des accumulations, dans l'alignement et l'importance des dunes et parfois aussi dans le tracé de détail des plages (festonnement). Ce que nous voulons davantage souligner à leur propos, c'est le fait que la mer fournit une assez grande quantité de matériaux, sable et coquilles, dans ces secteurs exposés.

— **Les flèches à pointe libre subparallèles à la côte** n'existent que dans des endroits assez peu nombreux, et généralement elles s'apparentent aux cordons barrant des anses assez ouvertes où débouchent des rios qui ont eu la force de résister au verrouillage de leur embouchure. Leur pointe est donc libre surtout par suite de l'action d'érosion du courant fluvial, et c'est ce qui sculpte leur extrémité. On n'y rencontre pas les crochets classiques. Les sinuosités du courant peuvent permettre, du même coup, des aspects de chicane : Samil (Vigo), Playas Caballo et Esteiro (Noya), sans qu'il s'agisse réellement de pouliers de direction antagoniste.

— **Les tombolos** constituent une seconde catégorie de formes de régularisation. Le caractère récent de la dernière transgression explique qu'ils soient encore peu nombreux, certains étant seulement amorcés de nos jours (Arosa, San Simon). En Galice, ils correspondent à des accumulations en rapport avec les courants de marée quand ils sont situés dans les rias, alors que les

(1) A. Guilcher (186), p. 594. L'auteur ajoute : « la si fréquente coïncidence du littoral monastirien et du littoral actuel a eu pour résultat de remettre en mouvement les galets anciens ». Il en va de même ici, et nous avons pu voir que souvent en Galice les rares plages de galets provenaient du démantèlement des accumulations de l'Ouljien.

(2) Nous regroupons ici quelques conclusions de valeur générale à partir d'une classification des formes inspirée par A. Guilcher *et Al.* (199).

plus extérieurs doivent leur aspect à l'action conjuguée des houles et des vents forts : Grove, San Ciprian, la Corogne (?). Celle-ci n'est pas à exclure, non plus de l'explication des tombolos « intérieurs » en cours de réalisation, et permet éventuellement de montrer qu'il ne s'agit pas de « queues de comète » lorsqu'ils partent d'une île (Arosa, cf. p. 329).

— Ce sont sans doute **les pouliers barrant des estuaires,** ou « *mid-bay spits* » (flèches de mi-baie) qui représentent les traits majeurs de la régularisation dans les rias autres que les rias bajas. Là seulement se rencontrent des constructions un peu plus complexes, avec crochets successifs : Pta Testal-Misela (ria de Noya), Villarube (ria de Cedeira). Les courants de marée sont des éléments actifs du façonnement des contours (cf. Santa Cristina, p. 363), le détail de leur partie émergée étant dû à l'action du vent. Tous se situent dans le prolongement d'un changement notable de la direction de la côte, et, pourrait-on dire, marquent la limite externe des rias de type « aber », ou bien l'endroit où la ria se transforme en une baie plus ample, bien ouverte sur le large. Ainsi, se trouve démontrée la relation entre leur position et la limite de l'action des vagues.

Leur complexité varie beaucoup, essentiellement en fonction de l'écart angulaire existant entre les forces marines (vagues, dérives, courants) et les forces éoliennes, parfois en fonction aussi de la configuration de l'intérieur des rias. Nous citerons comme exemples les cas (analysés p. 406-408) de la flèche à deux ailes de Villarube et de la « Barra » de Ladrido-Ortigueira. Cela revient à souligner en même temps combien les constructions dunaires ont participé à l'élaboration de l'ossature des flèches.

On peut être surpris par la prépondérance des mid-bay spits sur les flèches d'entrée de baie; nous n'avons rencontré de telles accumulations qu'exceptionnellement : ria d'Ezaro (Jallas), de Lirès (rio Castro), ria de Foz (1), c'est-à-dire dans des baies courtes et défilées par rapport aux houles de NW et NNW, — les plus importantes sur les côtes de Galice —. Est-ce parce que les houles sont généralement fortes que l'atténuation de la force des vagues n'est atteinte qu'après un certain parcours dans les rias ? C'est très probable. Une démonstration *a contrario* est apportée par l'absence de flèche de mi-baie dans les très larges rentrants des rias bajas, où d'une part les côtes sont trop éloignées les unes des autres, et où d'autre part les éléments susceptibles d'atténuer les houles sont tout à fait externes (îles Cies, Ons, et archipels d'Arosa, Grove, Salvora).

En résumé, les formes de régularisation sont rarement des traits prédominants dans les divers secteurs côtiers. Elles se conforment pratiquement toutes aux lois établies par A. Schou et répondent à la direction de simplification de la côte (tendance au perpendicularisme). Cela dénote l'acquisition d'un état d'équilibre, dont témoigne par ailleurs la stabilité des constructions. (Au moins pour la période couverte par les éditions successives des cartes dignes de foi). L'évolution récente reste assez limitée. Elle est perceptible en divers endroits cependant, mais il est difficile d'y démêler ce qui est le fait des vagues et ce qui est dû à l'action du vent en l'absence de levés précis et répétés. Ce dernier, sur un littoral aussi exposé que celui de Galice, peut jouer un rôle considérable. Quoique notre région ait fourni après son altération prolongée au Tertiaire une quantité importante de sable, elle est loin d'offrir des traits de régularisation qui rappelleraient ceux des littoraux tropicaux. Il lui manque, de toute évidence, la constance des directions des houles et des vents propre à ce domaine morpho-climatique.

Du moins l'existence de ces diverses accumulations, et aussi quelques abris réalisés par des îles ou presqu'îles, ont favorisé la sédimentation des vases et le colmatage des parties internes des rias. Sur ce dernier point, nous pouvons aussi regrouper les résultats acquis. Il est établi qu'une part notable du remplissage des rias, au moins dans les secteurs bordiers, est dûe à des apports subaériens (à partir des versants). Les sondages effectués dans les *rias bajas* permettent de montrer que la base du colmatage garde des traces de l'altération tertiaire, et suggèrent une mise en place assez ancienne (v. p. 300 et 311). Kaolinite, lits de graviers quartzeux, représentent l'apport des altérites résiduelles. Une autre part des sédiments provient, en certains lieux, d'apports fluviaux plus récents. Le Miño a ainsi colmaté ce qui aurait pu être une ria, avec une

(1) Il y existe en fait une accumulation qui n'est pas franchement externe, mais qui est trop en aval pour être une véritable mid-bay spit.

quantité considérable de cailloux et sables tant lors des interglaciaires qu'au Postglaciaire-Holocène. Ce cas est exceptionnel, sans doute, pour notre région; mais il est certain que plusieurs cours d'eau ont apporté des débris le long de leur lit : cela est établi pour le rio Eo (sondage de Vegadeo, v. p. 447) comme pour le Mandeo (sondage de Betanzos, cité p. 365); pour le Tambre, l'Ulla et le Lerez, cela se voit à la construction qu'ils poursuivent sous nos yeux, des bancs sableux qui encombrent la partie amont des rias.

La transgression flandrienne, bien entendu, a fourni de son côté des dépôts marins ou fluvio-marins. Dans la ria de Vigo, R. Margalef et E. Sainz-Amor ont pu déterminer les étapes du colmatage, commencé par des sables et poursuivi par de la vase à partir du Boréal (p. 300). Dans celle de Pontevedra, vase, coquilles et sable fluvial sont davantage mêlés. Mais à quelques nuances près, toutes les rias lui doivent leur sédimentation d'amont, l'aval étant alimenté aussi par des sables venus du large ou des rivages. Des apports de *caractère* marin ou fluvio-marin ne signifient cependant pas forcément des sédiments de cette *origine*. Les sables usés sont souvent remaniés à partir des dépôts alluviaux ou colluviaux; les vases sont elles aussi d'origine continentale (1). Partout, en effet, nous y avons noté soit la présence de kaolinite formée lors de la phase d'altération sous climat chaud et humide du Miocène, soit des minéraux argileux de nature et en proportion identiques à celles des roches actuellement en cours d'altération. Dans les vases ont été également retrouvés des débris fins continentaux; la fraction sableuse associée à la vase est toujours d'usure faible, et les minéraux lourds y sont d'origine locale [v. p. 303, 369, 409-410, 447 et seq.]. Il nous semble de ce fait incontestable qu'en Galice l'apport des parties fines de la sédimentation n'a pu provenir du large.

La répartition des matériaux, telle qu'elle a pu être dressée à partir des cartes marines à l'échelle du 1/41 000 (2) montre une relation très étroite avec les conditions d'ouverture des rias — de « ventilation » des baies comme le dit A. Fernandez del Riego (3) —. La carte fig. 81 en précise les traits principaux. On observe que la localisation des surfaces envasées correspond d'une part aux zones internes de toutes les rias, en deçà des « mid-bay spits » ou des rétrécissements médians, d'autre part aux secteurs protégés par des presqu'îles ou des îles importantes. De là la fréquence des fonds vaseux dans les parties abritées des houles de NW et d'W : cf. E de Finisterre, E de Muros, moitiés Nord des rias de Arosa, Pontevedra, Vigo. Ces domaines sont nettement indépendants d'une vasière externe assez continue, de la latitude de Finisterre à celle du Cap Silleiro, débutant aux profondeurs de — 70, — 100 m. C'est encore l'angle et le degré d'ouverture des rias sur le large qui commandent pour les dépôts plus grossiers la répartition de l'émoussé, voire la composition pétrographique des sédiments littoraux. La belle analyse de I. Asensio-Amor (213) résumée ici p. 447 en offre un exemple précis et détaillé pour la ria de Ribadeo.

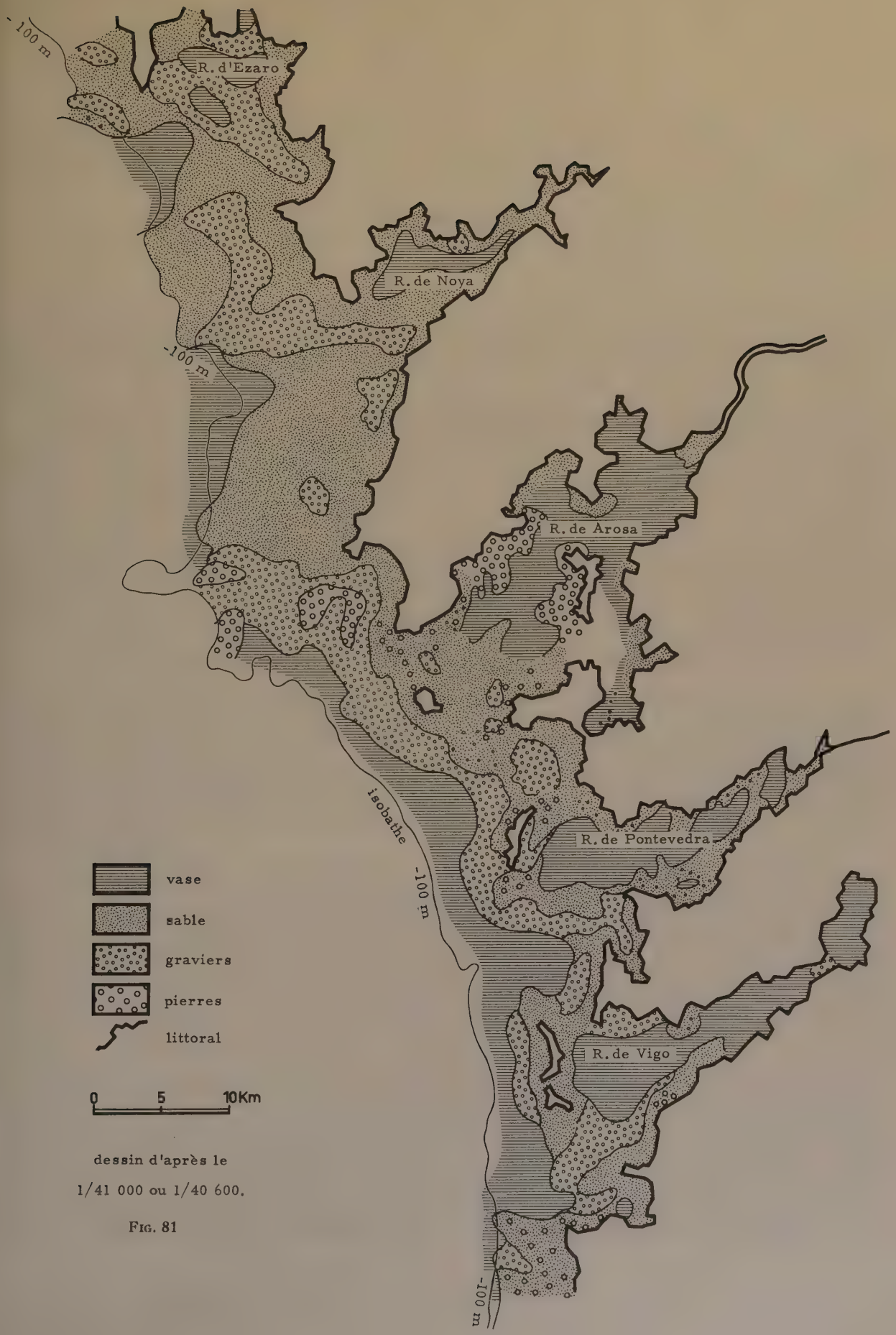
Tout compte fait, la Galice côtière ne révèle que peu d'originalité en ce qui concerne les formes de régularisation. Les schorres sont de type banal; les slikkes présentent, pour toute particularité, un début de colonisation par des algues vertes plutôt que par la végétation halophile des salicornes (4). Les accumulations sableuses sont peu variées, et ne se singularisent que par la généralité des formes de flèches de mi-baie. Et hors des rias qui sont des lieux privilégiés de dépôt, les actions marines actuelles ont des effets limités, parfois contradictoires. L'essentiel y est acquis de longue date, les retouches récentes frappant par leur modestie. Le bilan que l'on a pu dresser à partir des formes continentales a montré une médiocrité des processus actuels encore plus grande dans l'intérieur du pays que dans le domaine littoral.

(1) A. Guilcher a fait récemment une mise au point à ce sujet (194) à laquelle nous renvoyons le lecteur pour la discussion de ce problème.

(2) V. bibliographie C. 1.

(3) A. Fernandez del Riego (146), (147).

(4) A. Guilcher, qui a visité avec nous les divers estuaires où ce trait est visible, nous a indiqué que ce mode de colonisation des slikkes, sans être courant, n'est pas un fait unique.



dessin d'après le
1/41 000 ou 1/40 600.

FIG. 81

CONCLUSION

Au moment de conclure, nous nous demandons si nous ne nous sommes pas exagéré l'originalité de notre terrain d'étude. A force de concentrer notre attention sur ses particularités, de scruter ses paysages pour les analyser avec précision, nous avons parfois pu être tenté de les considérer pour eux-mêmes alors qu'ils n'offraient peut-être que des variantes de types morphologiques plus généraux.

La Galice est, bien évidemment, un des nombreux territoires européens appartenant à la grande famille des massifs anciens. Son originalité structurale est d'être presque entièrement constituée, dans le secteur prospecté, par des roches cristallines. Si le Morvan a cet aspect, c'est parce qu'une érosion intense a usé les anciens plissements jusqu'à la racine et n'a pas laissé subsister de grandes étendues de terrains primaires, dit Mme J. Beaujeu (27). Ici, ce serait plutôt dû à l'ancienneté de ce môle, sur lequel est venue se mouler la puissante série des terrains cambro-siluriens, et à la puissance de la granitisation hercynienne. La place considérable occupée par les roches granitiques et métamorphiques n'est cependant pas un facteur de simplicité, dans la mesure où une érosion différentielle a pu jouer avec assez de finesse pour réussir à diversifier les paysages. Mais cette « originalité »-là est le résultat des paléoclimats autant que des données de la structure. Les caractères tectoniques, pour leur part, n'ont rien de particulier. Leur trame reste assez simple, en sorte que la Galice occidentale reste un « sujet » assez facile à étudier, dès lors que l'on a pu identifier les formes que les accidents ont affectées.

C'est donc en fait sur cette identification que devait porter notre effort; nous espérons avoir réussi au moins en partie, malgré les difficultés résultant de l'absence de bordures sédimentaires ou de témoins résiduels de couverture, comme de dépôts corrélatifs chronologiquement identifiables. Nous avons dû renoncer à suivre l'histoire morphologique depuis l'époque hercynienne jusqu'à l'orée du Tertiaire; et même pour l'évolution à partir de l'Eocène, bien des imprécisions subsistent et nous imposent la prudence. Malgré tout, certaines conclusions nous paraissent suffisamment assurées pour que se dégage la principale originalité de la Galice : celle d'être une terre de transition.

Terre de transition en effet, dans les manifestations des paléoclimats qui ont intéressé l'Europe occidentale et les pays méditerranéens. Le climat tropical a été prolongé durant un temps assez long par une ambiance subtropicale avant de laisser s'installer le climat tempéré actuel. L'humidité ayant subsisté au cours de cette succession, il n'y a guère de traces de changement brutal dans le système morphogénétique; du moins de tels heurts n'ont été que des épisodes plus ou moins longs. La faible agressivité du climat actuel (pas de gel) et la protection d'un couvert végétal assez dense ont permis la conservation des paysages subtropicaux, ce qui nous vaut de présenter, sur une terre d'Europe, des formes de relief qu'on ne voit s'élaborer aujourd'hui qu'en des contrées lointaines : Corée, Japon, Brésil du Sud-Est. Ce n'est pas sans raison que H. Lautensach avait esquissé un parallèle entre Espagne et Corée (267).

Terre de transition encore lorsqu'au Quaternaire s'individualisèrent deux types de séquences morphologiques. L'Europe occidentale appartenait au domaine des alternances « glaciaire-interglaciaire » tandis que les régions méditerranéennes connaissaient les successions de « pluviaux et interpluviaux ». Nous croyons pouvoir dire que la Galice connut, au moins jusqu'au Quaternaire moyen, les séquences de type méditerranéen, tandis qu'ensuite, elle fut la limite d'extension des dépôts de caractère « périglaciaire ». Nous aimerions ultérieurement poursuivre des recherches visant à préciser les termes de passage vers l'Est et le Sud des diverses empreintes paléoclimatiques, néogènes et quaternaires. Il y a là un thème passionnant d'investigations.

C'est toujours en situation de transition que notre champ d'étude se retrouve sur le plan des actions tectoniques. A côté des terres « mobiles » du domaine méditerranéen, la Galice peut faire figure de pays « stable ». Mais la stabilité n'est que relative puisque les mouvements ultimes sont d'âge quaternaire; l'essentiel de l'intervention tectonique est antérieur; toutefois celle-ci fut plus prolongée qu'en Bretagne ou en Vendée.

De cette originalité fondamentale découlent bien des traits morphologiques : un relief tout en nuances, aux pentes adoucies, mais sans molesse; un relief vieux, mais encore souvent vigoureux, et entretenu par des processus sans agressivité, quoiqu'ils furent efficaces. Nuancée, la morphologie galicienne n'est pourtant pas sans contrastes. Tels ceux que réalisent certains massifs décharnés et dénudés, déserts, alors qu'autour d'eux s'étendent des horizons réguliers, des croupes arrondies qu'occupent les landes ou les forêts. Mais le plus remarquable, et le plus beau aussi, est sans doute celui qui s'établit à la rencontre du continent et de l'océan : les formes mûres du socle accueillent les eaux marines de l'ultime transgression, ou se heurtent de front aux houles atlantiques; et le socle, qui a perdu probablement beaucoup de substance sous les effets de l'érosion subaérienne, fait fort bonne contenance devant l'action des vagues. Pourtant, les rivages actuels avaient déjà été préparés en partie par des stationnements antérieurs de la mer. La Galice est donc tout compte fait un bon exemple des môles cristallins sensibles aux processus de dégradation de surface, et résistants aux efforts de ceux qui s'exercent linéairement.

SOURCES ET BIBLIOGRAPHIE

1) CARTES ET DOCUMENTS ANONYMES NON COMMENTÉS

A. CARTES TOPOGRAPHIQUES AU 1/50 000.

1) Espagnoles (*Direccion general del Instituto Geografico y catastral*). 1. Ortigueira, 2. Riobarba, 3. Jove, 6. San Salvador de Serantes, 7. Cedeira, 8. Vivero, 9. Foz, 10. Ribadeo, 20. Sisargas, 21. La Coruña, 22. Puentedeume, 23. Puentes de Garcia-Rodriguez, 24. Mondoñedo, 25. Vegadeo, 43. Lage, 44. Carballo, 45. Betanzos, 46. Oza de los Rios, 47. Villalba, 67. Mugia, 68. Camariñas, 69. Santa Comba, 70. Ordenes, 71. Sobrada, 92. Finisterre, 93. Outes, 94. Santiago de Compostella, 95. El Pino, 96. Arzua, 119. Noya, 120. Padron, 121. La Estrada, 122. La Golada, 151. Puebla del Caramiñal, 152. Villagarcia de Arosa, 153. Cercedo, 154. Lalin, 184. Grove, 185. Pontevedra, 186. Puente Caldelas, 187. Orense, 222. Cies, 223. Vigo, 224. Puenteareas, 225. Ribadavia, 260. Oya, 261. Tuy, 262. Salvatierra de Miño, 298. La Guardia, 299. Tomiño. (Levés de 1933 à 1946, en courbes, équidistance = 20 m).

2) Portugaises (*Instituto geografico e cadastral, carta corografica de Portugal;* en courbes, équidistance = 25 m. Edition de 1956). I-A. Valença, I-B. Monçâo.

B. CARTES TOPOGRAPHIQUES AU 1/100 000.

Publiées par le *Servicio geografico del Ejercito* (*Cartografia Militar de España, Mapa de Mando*). Levés de 1950-1952, exécution 1952-1957, en courbes, équidistance = 40 m. 1. Ortigueira, 2. San Ciprian, 3. La Coruña, 4. Vivero, 5. Luarca, 14. Mugia, 15. Carballo, 16. Betanzos, 17. Lugo, 27. Finisterre, 28. Santiago de Compostella, 29. La Estrada, 44. Pontevedra, 45. Orense, 63. Vigo, 64. Ribadavia, 82. La Guardia.

C. CARTES MARINES.

1) Espagnoles.

N° **921** : du rio Miño à Bayona, 1/41 000, n° **923** : Ria de Pontevedra, 1/41 000, n° **925** : Ria de Muros y Noya, 1/41 000, n° **926** : du Monte Louro au cap Touriñan, 1/41 000, n° **927** : du cap Touriñan à la ria de Corme y Lage, 1/40 600, n° **928** : de la ria de Corme y Lage à Cayon, 1/40 500, n° **929** : de Cayon au cap Prior, 1/40 400.
N° **33*a*** : Puerto de Bayona, 1/15 000, n° **88*a*** : Puerto de Vigo, 1/15 000, n° **129** et **130** : Ria de Arosa, 1/20 500, n° **133*a*** : Ria de Camariñas, 1/20 500, n° **132** : Seno de Corcubion, 1/20 500, n° **74*a*** : Ria de Corme y Lage, 1/15 000, n° **30*a*** : Ria y puerto de la Coruña, 1/15 000, n° **915*a*** : Ria de Betanzos, 1/10 000, n° **42*a*** : Ria de El Ferrol, 1/10 000.

2) Françaises.

N° **5009** : côte d'Espagne de Llanes au cap Ortegal, 1/297 608, n° **3007** : côte NW d'Espagne, de la Pte de la Estaca au rio Miño, 1/67 500, n° **2939** : baies de Ribadeo, de Vivero, de Cedeira, 1/20 000, n° **5531** : baies du Ferrol et de la Corogne, 1/41 700, n° **5465** : baie de Camariñas, 1/20 000, n° **5441** : baie de Muros et Noya, 1/67 500, n° **5536** : baie de Arosa, 1/45 600, n° **5517** : baies de Pontevedra et Vigo, 1/46 000, n° **5534** : entrées du Douro et du Miño, 1/30 000.

D. CARTES GÉOLOGIQUES AU 1/50 000.

1) Accompagnées d'une notice, v. n° 232 à 239 de la bibliographie.
2) Feuilles publiées *sans notice :* n° 45 : Betanzos, 2e éd., n° 68 : Camariñas, n° 69 : Santa Comba, n° 92 : Finisterre, n° 93 : Outès.

Nota : Les cartes au 1/200 000 et 1/400 000 figurent au nom de leurs auteurs.

E. DOCUMENTS MÉTÉOROLOGIQUES.

1) Anales del Instituto y Observatorio de Marina (publicados de orden de la Superioridad, seccion 3*a*). Observaciones meteorologicas y magneticas correspondientes a los años : 1949-1950; 1951-1952; 1953-1954; 1955-1956.
2) Ministerio del Aire. Servicio meteorologico Nacional.
   a) Oficina central : seccion de climatologia, *resumen de observaciones meteorologicas* de 1949, Madrid 1957 : 1510 pages.
   b) *Resumen anual de las observaciones meteorologicas;* publ. par la Seccion de climatologia de la oficina central. Années consultées : 1951 à 1961 incluses.
   c) Direccion general de proteccion de vuelo. *Publicacion seria D : observaciones meteofenologicas en España* (les années agricoles 1943 à 1948 incluses ont été consultées). — *Calendario meteoro-fenologico* : années compulsées : 1950 à 1961 incluses.
3) Publicaçoes do Instituto geofisico da Universidade de Porto (Observatorio da Serra do Pilar; anexo a Faculdade de Ciencias. *Boletims mensais e resuo anual.* Années consultées 1952 à 1959 incluses.

F. DOCUMENTS RELATIFS A L'HYDROGRAPHIE CONTINENTALE.

1) *Profils en long* de cours d'eau ayant fait l'objet d'études préalables à un aménagement : Eume, Umia, Lerez, Miño (ces documents sont confidentiels).
2) *Publications contenant les relevés et mesures* effectuées par le Servicio de Obras Hydrolicos del Norte de España (Madrid) (annuelles).
3) *Documents inédits* détenus par le même service, concernant des études préliminaires à l'installation d'ouvrages hydro-électriques : rios Tambre, Ulla, Lerez, Eume (confidentiels).

G. DOCUMENTS RELATIFS AUX CÔTES.

1) Instructions nautiques publ. par le Service hydrographique de la Marine (France), n° 314.
2) Tables des marées publ. annuellement pour Vigo et La Corogne.
3) Documents inédits communiqués par MM. les Ingénieurs des Services portuaires de : Villagarcia de Arosa, groupe de ports de Pontevedra, de la Corogne, de Lugo (ports de la côte NE de la Province) de Noya (siège à La Corogne).
4) « Sea and swell charts ». North Atlantic Ocean, publ. par : *The Hydrographic service U.S. Navy* (documents communiqués par les soins du Service Météorologique de la Métropole et A.F.N. en 1958).
5) U.S. Navy marine climatic Atlas of the world (North atlantic Ocean) NAVAER 50-I-C. 528 publ. par la « *Direction of naval operation* », *U.S. Government printing office*, Washington (communiqué pour les cartes des vents et coups de vents par le Service météorologique de la Métropole et de l'A.F.N. en 1958).

H. ANALYSES EFFECTUÉES PAR LE CENTRE DE RECHERCHES PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES DE L'UNIVERSITÉ DE NANCY (MM. Roubault et de la Roche).

1) *Fiches d'étude pétrographique* (examen qualitatif des lames minces) réalisées par ce même laboratoire).

2) *Mesures quantitatives au Point Counter* (pour les échantillons ainsi traités, notre texte le spécifie expressément).
3) *Mesures de porosité*, selon la méthode exposée *in* : (430).
4) *Analyses chimiques globales.*

I. AUTRES ANALYSES entreprises dans le cadre de nos recherches par :

1) Laboratoire des Argiles de l'Institut de Géologie de l'Université de Strasbourg (MM. G. Millot et J. Lucas).
2) Laboratoire du Centre de Géographie Appliquée de l'Université de Strasbourg (M. J. Tricart).
3) Laboratoire de l'Institut de Géographie de la Sorbonne (M. Birot).

2) LISTE DES ABRÉVIATIONS

utilisées pour les publications citées dans la bibliographie

REVUES

Actas de R.S.E. de H.N.	Actas de la Real Sociedad española de Historia Natural (Madrid).
A.E.F.V.	Anales del Instituto español de Edafologia y Fisiologia vegetal (Madrid).
A.G.	Annales de Géographie (Paris).
A.I.B.	Anales del Instituto Botanico (Madrid).
Am. Jl. of Sc.	American Journal of Science (Newhaven).
An. Fac. Cienc. Porto	Anales de Faculdad da Ciencias do Porto (Porto).
An. Inst. Esp. Edaf.	Anales del Instituto Español de Edafologia (Madrid).
Ann. Biol.	Annales Biologiques de France (Paris).
Ann. Hebert et Haug	Annales Hebert et Haug, laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences Université de Paris.
An. S.E. de H.N.	Anales de la Sociedad española de Historia Natural (Madrid).
B.A.G.F.	Bulletin de l'Association des Géographes Français (Paris).
B. Gr. fr. Argiles	Bulletin du Groupe Français des Argiles.
B.I.E.O.	Boletin del Instituto Español de Oceanografia (Madrid).
B.I.G.M.E.	Boletin del Instituto Geologico y Minero de España (Madrid)
B.M.L.M.G. de Fac. Cienc. Lisb.	Boletim do Museu e Laboratorio Mineralogico e Geologico da Faculdad de Ciencias de Lisboa.
Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Cienc. Porto	Boletim do Museu e Laboratorio Mineralogico e Geologico da Faculdad de Ciencias de Porto.
Breviora Geol. Ast.	Breviora Geologica Asturica (Oviedo).
B.S.C.G. d'A.L.	Bulletin du Service de la Carte Géologique d'Alsace-Lorraine (Strasbourg).
B.S.G.F.	Bulletin de la Société Géologique de France (Paris).
B.S.G.P.	Boletim da Sociedad Geologica de Portugal (Porto).
Bull. C.O.E.C.	Bulletin du Comité d'Océanographie et d'étude des côtes (Paris).
Bull. Geog. Soc. Am.	Bulletin of Geographers Society of America.
Cahiers Océan.	Cahiers Océanographiques du Comité d'Océanographie et d'Etude des Côtes (Paris).
C.D.U.	Centre de Documentation Universitaire (Librairie Tournier-Constans, Paris).

Com. S.G.P.	Comunicacoes do Serviço Geologico de Portugal (Lisbonne ? Porto ?).
C.R.A.S.	Comptes rendus des Séances de l'Académie des Sciences (Paris).
C.R.S.S.G.F.	Comptes rendus des Séances de la Société Géologique de France (Paris).
C.S.I.C. (Mem., Publ., Monogr.)	Consejo Superior de Investigaciones Cientificas (Madrid, Barcelone). Mémoires, Publications, Monographies).
Eiszeit. u. Gegenw.	Eiszeitalter und Gegenwart.
Die Erde	Die Erde, Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin (Berlin).
Erdk.	Erdkunde : Archiv für wissenschaftlische Geographie (Bonn).
Est. Geogr.	Estudios Geograficos (Madrid). Publications de l'Instituto Juan Sebastian Elcano (C.S.I.C.).
Est. Geol.	Estudios Geologicos (Madrid). Publications de l'Instituto Lucas Mallada (C.S.I.C.).
G.J.	Geographical Journal (Londres).
Geol. Rundsch.	Geologische Rundschau (Stuttgart).
Geotek. Forsch.	Geotektonische Forschungen (Berlin).
I.G.	Information Géographique (Paris).
Inst. Biol. Apl.	Instituto de Biologica Aplicada.
Inst. Fr. Petr.	Institut Français du Pétrole et Annales des Combustibles Liquides (Paris).
Invest. Pesqu.	Investigaciones Pesqueras (Barcelone).
Jl. of Geol.	Journal of Geology (Chicago).
Leidse. Geol. Med.	Leidse Geologische Mededelingen (Leiden, Hollande).
Mém. et Doc. C.N.R.S.	Mémoires et Documents du Centre de Documentation Cartographique et Géographique (Publ. du Centre National de la Recherche Scientifique, Paris).
Mem. e Not.	Memorias e Noticias (Coimbra, Portugal).
Mem. I.F.A.N.	Mémoires de l'Institut Français d'Afrique Noire (Dakar).
Mem. Real Ac. Cienc. Ex. Fis. y Nat.	Memorias de la Real Academia de las Ciencias Exactas, Fisicas y Naturales (Madrid).
Mem. R.S.E. de H.N.	Memorias de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Madrid).
Mém. S.C.G. d'A.L.	Mémoires du Service de la Carte Géologique d'Alsace-Lorraine (Strasbourg).
Mém. S.G. du Nord	Mémoires de la Société Géologique du Nord (Lille).
Montes	Montes, publicacion de los Ingeniores de Montes (Madrid).
N. y C.	Notas y Comunicaciones del Instituto Geologico y Minero de España (Madrid).
Pet. Mitt.	Petermanns geographische Mitteilungen (Gotha, D.D.R.).
P.S.O.	Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest (Toulouse).
Publ. Extranj. sobre Geol. Esp.	Publicaciones extranjeras sobre la Geologia de España. Instituto Lucas Mallada, (C. S. I. C.) (Madrid).
P.M.L.M.G. Fac. Cienc.	Publicaciones do Museu e Laboratorio Mineralogico y Geologico, Faculdad de Ciencias do Porto.
Res. Cient. S.E. de H.N.	Reseñas Cientificas de la Sociedad Española de Historia Natural (Madrid).
R.G.D.	Revue de Géomorphologie Dynamique (Strasbourg-Paris).
R.G.E.	Revue Géographique de l'Est (Nancy).
R.G.P.G.D.	Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique (Paris).
Speleon	Speleon, Instituto de Geologia (Oviedo).

T.J.B. ..... Trabajos del Jardin Botanico. Universidad de Santiago de Compostella (Faculdad de Farmacia).
Z. d. Gesellsch. f. Erdk. z. Berlin .. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin (v. Die Erde).
Zeitsch. f. Geom. ..... Zeitschrift für Geomorphologie (Göttingen) (Berlin).

CONGRÈS

Congrès INQUA ..... Congrès internationaux sur les problèmes du Quaternaire
1953.
1957 (Madrid, Barcelone, Oviedo).
1961 (Rome).
Congrès U.G.I. ..... Congrès de l'Union Géographique Internationale.
1928 Cambridge.
1931 Paris.
1949 Lisbonne.
1952 Washington.
1956 Rio de Janeiro.
1961 Pologne.
Congrès et Colloques de l'Université de Liège (Belgique).
Congrès Geol. Int. ..... Congrès Géologique International (Alger 1952).

COLLOQUES

Colloques nationaux ou internationaux du C.N.R.S.
1952 : Quaternaire et Morphologie (Lyon), (parution 1954).
1952 : Genèse et Synthèse des Argiles (Paris).

RAPPORTS

Premier rapport de la Commission pour l'étude et la corrélation des niveaux d'érosion et des surfaces d'aplanissement autour de l'Atlantique. *(Publ. U. G. I. Rio de Janeiro 1956)* Tomes I & II : Recherches en Europe. (F. Ruellan, O. Ribeiro, M^lle M. Lefevre, A. Teixeira-Guerra, R. J. Lougée, S. W. Wolridge) avec la participation de MM. P. Birot, F. Hernandez-Pacheco, A. Guilcher, F. Taillefer, M. Ters.

3) BIBLIOGRAPHIE (1)

1. F. Abecasis, F. Matias, J. J. Reis de Carvalho, D. Vera Cruz. *Methods of determining sand and silt movments along the coasts in estuaries and maritime rivers.* Papers n° 186, Lab. Nac. de Engenharia Civil, Lisbonne, 1962, 18 p.
— B. Adrian & *Al.* v. A. Guilcher. N° 200.
2. H. Alimen & J. Sauvage. Données nouvelles sur les dépôts miocènes et pliocènes des Pyrénées Centrales Françaises; analyses polliniques et morphologiques. *Comm. Congrès I.N.Q.U.A.*, 1957. Résumé, p. 8-9, en allemand, des Res. & Comm.
*3. P. Allorge. Sur la végétation des tourbières à Sphaignes de la Galice. *C.R.A.S.* 1927, p. 223-225.
— J. F. Alonso & *Al.* v. J. Galvan. N° 168.
*4. J. M. Alvarez Blasquez & F. Bouza Brey. Industrias paleoliticas de la comarca de Tuy. *Cuadernos de Estudios Gallegos,* fasc. XIII, 1949, p. 201-250.
— J. M. Alvarez Blasquez & F. Bouza Brey v. F. Bouza Brey. N° 67.
— J. de Almeida Penha & *Al.* v. B. Ferreira. N° 154.
— A. de Alvaredo & *Al.* N^os 234, 235.

(1) Les ouvrages précédés d'un astérisque se rapportent spécialement à la région étudiée.

5. A. de Amorim Girao. *Geografia de Portugal.* Lisbonne. 1942. 450 p. Nombreuses cartes et photos.
— E. Anadon & *Al.* v. F. Saiz. N° 449.
*6. R. M. Anderson. *Gallegan provinces of Spain : Pontevedra and Coruña.* New York, 1939, 496 p.
— J. P. Angrand & *Al.* v. A. Guilcher. N° 199.
*7. Arises Vidal. La provincia de Pontevedra y la restauracion de sus montes. *Montes* n° 331, 1953, p. 234-235.
7bis. A. Arribas. Mineralogia y metalogenia de los yacimientios españoles de uranio : Porriño (Pontevedra) *B.R.S.E. de H. N.* 1963, p. 51-57.
*8. I. Asensio Amor. Datos para la mineralogia de Galicia. *B.R.S.E. de H.N.* (*Seccion geol.*) 1957 n° 5, p. 229-236.
*9. I. Asensio Amor. L'érosion marine et les formations à galets dans l'estuaire de Ribadeo *R.G.D.*, 1958, nos 11-12, p. 174-179.
*10. I. Asensio Amor. Erosion marina y formacion de cantos rodados en la ria del Eo (zona galaico-asturiana). *Est. Geogr.* n° 75, 1959, p. 251-262.
*11. I. Asensio Amor. Observaciones geologicas sobre la naturaleza de los cantos rodados de la ria de Ribadeo. *Est. Geol.* nos 41-44, 1959, p. 25-30.
*12. I. Asensio Amor. *Rasgos fisiograficos y geologicos de la comarca de Vegadeo.* Ribadeo. 1960, dactyl.
*13. I. Asensio Amor. Datos granulometricos de las arenas de la ria del Eo. *Est. Geol.* vol. 16. 1960, p. 93-97.
*14. I. Asensio Amor. Facies morfoscopicas de las arenas actuales de la ria del Eo. *Est. Geol.* 1960, p. 187-189.
*15. I. Asensio Amor. Primeros resultados de la aplicacion del método Riviere al estudio de la evolucion de sedimentos arenosos actuales de la ria del Eo. *Est. Geol.* 1960. p. 191-194.
*16. I. Asensio Amor & J. Suarez Acevedo. Caracteres climaticos y fenomenos fisicos que condicionan el tiempo en la zona litoral del Eo. *Est. Geogr.* 1962, vol. 89, p. 535-552.
* — I. Asensio Amor & F. Hernandez Pacheco v. F. Hernandez Pacheco. Nos 212 à 218.
*17. I. Asensio Amor & H. Nonn. Los depositos de terrazas del Rio Eo y de las margenes de su ria (zona galaico-asturiana) *Est. Geogr.* n° 96, 1964, p. 319-341.
*18. I. Asensio Amor & H. Nonn. Sedimentos de terrazas y actuales de los rios Masma y Oro (Galicia); *Est. Geogr.* n° 96, 1964, p. 341-366.
19. J. M. Avenard. *La solifluxion, ou quelques méthodes de mécanique des sols appliquées au problème géomorphologique des versants.* C. D. U. 1961, 164 p.
20. J. M. Avenard & J. Tricart. Techniques de travail et idées de recherches : application de la mécanique des sols à l'étude des versants. *R. G. D.* 1960, nos 10-11-12, p. 146-158.
21. Bader. Die sudhemisphärischen Coniferen als genetischen geographische und ökologischen Florenelement. *Erdk.* Dec. 1960.
22. J. P. Bakker. Quelques aspects du problème des sédiments corrélatifs en climat tropical humide. *Z. für Geom.* Band I, Heft I, p. 1-43.
23. J. P. Bakker. Some observations in connection with recent Dutch investigations about granite weathering and slope development in different climates and climate changes. *Z. für Geom.* Suppl. Band 1960, p. 69-92.
24. Ch. Barrois. Notes sur les traces de l'époque glaciaire en quelques points de la côte de Bretagne. *Ann. Soc. Géol. Nord.* T. 4, 1876, p. 186-204.
*25. Ch. Barrois. *Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice.* Thèse. *Mem. S. G. du Nord.* Vol. 2, n° 1, 1882, 630 p.
26. J. Bauza Rullan. Contribution al conocimiento de la flora fossil de Mallorca. *Est. Geol.* 1961, p. 161-174.
27. J. Beaujeu Garnier. *Le Morvan et sa bordure; étude géomorphologique.* (Thèse) Paris P. U. F. 1951, 288 p.
28. J. Beaujeu Garnier. Quelques données nouvelles à propos des massifs anciens. *R. G. D.* 1952, n° 2, p. 57-77.

29. J. Beaujeu Garnier. Modelé périglaciaire dans le Massif Central français. *R. G. D.* 1953, n° 6, p. 251-281.
30. J. Beaujeu Garnier. Rapport entre relief et nature des roches dans les massifs cristallins. *Res. Comm. Congrès U. G. I. Rio,* 1956, p. 22.
31. F. Bellot Rodriguez. El analisis polinico de las zonas higroturbosas de la Sierra de Gerêz, en relacion con las presencias de *Pinus Pinaster Sol. in Ait., y Pinus silvestris L.; Agronomia Lusitana.* Vol. XII, T. 3, 1950, p. 481-491.
*32. F. Bellot Rodriguez. *Sinopsis de la vegetacion en Galicia;* Madrid, 1951.
*33. F. Bellot Rodriguez. Novedades fitosociologicas gallegas. *T. J. B. de Santiago,* 1951 n° 4 et 1952, n° 6.
*34. F. Bellot Rodriguez & B. Casaseca Mena. Adiciones a la flora de Galicia. *T. J. B. de Santiago,* 1954, 3 p.
*35. F. Bellot Rodriguez & B. Casaseca Mena. Primera contribucion al estudio fitosociologico de los prados gallegos. *A. E. F. V.* 1956, p. 331.
*36. F. Bellot Rodriguez & E. Vietez Cortizo. Primeras analisis polinicas en las turberas galaicas. *An. Inst. Esp. Edaf.* fasc. 2, T. 4; 1945. 27 pages.
37. Ch. Benard. Les courants de l'Atlantique Nord et du Golfe de Gascogne. *La Géographie* 1903, Vol. VII, p. 1-18.
38. L. Berthois. Contribution à l'étude des limons de la région du Nord du Portugal. *Com. S. G. P.,* T. XXIX, Lisbonne, 1949, p. 137-160.
39. L. Berthois. Contribution à l'étude de l'érosion marine et la formation des galets. *B. S. G. P.* 1949, Vol. VIII, 55 pages.
40. L. Berthois. Sur la correlation entre l'importance du volume des déplacements d'air et l'évolution littorale. *C. R. A. S.,* T. 230, 1950, p. 2110-2111.
*41. L. Berthois & R. Brenot. Bathymétrie du secteur atlantique du Banc Porcupine (Ouest de l'Irlande) au Cap Finisterre (Espagne). *Rev. Travaux Inst. Pêches Marit.* T. 26, 1962, p. 219-246, 12 cartes annexes.
— L. Berthois & A. Guilcher v. A. Guilcher. N° 197 et N° 198.
42. G. Bertrand. Traits morphologiques originaux du plateau de Montredon-Labessonié. (S. W. du Massif Central). *P. S. O.* 1960, p. 277-291.
43. P. Birot. Notes sur la morphologie du Bassin de Mortagua. *B. S. G. P.* 1944, Vol. 4.
*44. P. Birot. Progrès récents de l'étude des terrasses fluviatiles et marines au Portugal. *A. G.* 1947, p. 73-74.
*45. P. Birot. Les surfaces d'érosion du Portugal central et septentrional. Commission des surfaces d'aplanissement. *Congrès U. G. I. Lisbonne.* 1949, 11 pages.
46. P. Birot. *Essai sur quelques problèmes de morphologie générale.* Lisbonne 1949, 176 pages.
47. P. Birot. *Le Portugal (étude de géographie régionale).* Paris Colin, 1950, 222 pages.
48. P. Birot. Notes sur le problème de la désagrégation des roches cristallines. *R. G. D.* 1950, p. 271-276.
*49. P. Birot. Le relief granitique dans le Nord-Ouest de la Peninsule Ibérique. *Proc. Congrès U. G. I. Washington* 1952, p. 301-303 (publ. 1957).
*49bis. P. Birot. Ouest de la Peninsule Ibérique. *In* « Comm. Periglacial morphology ». *Proc. Congrès U. G. I. Washington* 1952, p. 212.
50. P. Birot. L'origine des reliefs résiduels sur les socles cristallins. *Res. Comm. Congrès U. G. I. Rio,* 1956, p. 22-23.
51. P. Birot. Esquisse morphologique de la région littorale de l'Etat de Rio de Janeiro. *A. G.* 1957, p. 81-91.
52. P. Birot. Les dômes cristallins. *Mem. et Doc. C. N. R. S.* Tome VI, 1958, p. 7-34.
53. P. Birot. *Morphologie structurale.* Paris, (P. U. F., Collection Orbis), 2 tomes 1958, 464 p.
54. P. Birot. *Précis de géographie physique générale.* Paris, (Colin) 1959, 403 pages.
55. P. Birot. *Le cycle d'érosion sous les différents climats.* Rio de Janeiro, 1960, 137 pages. (Publ. Fac. Nac. de Filosofia).
*56. P. Birot & J. Dresch. *La Méditerranée et le Proche Orient; Tome I, la Méditerranée occidentale.* Paris (P. U. F. Collection Orbis) 1953, 522 pages.

*57. P. Birot & L. Sole Sabaris. Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique. *Mem. et Doc. C. N. R. S.* Tome IV, 1954, p. 7-61.
*58. P. Birot & L. Sole Sabaris. Recherches sur la morphologie du Sud-Est de l'Espagne. *P. S. O.* 1959, p. 209-284.
— A. Blanquart & *Al.* v. A. Guilcher. N° 200.
59. M. Bonifas. *Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique.* N° 17 des *Mem. S. C. G. d'A. L. 1959,* 159 pages (Thèse).
*60. A. Bouhier & P. Fenelon. Excursion annuelle de l'Institut de Géographie de Poitiers (Espagne Portugal, mai 1959), *Norois* 1960, p. 64-67.
61. J. Bourcart. Le problème des « Taffoni » de Corse et l'érosion alvéolaire. *R. G. P. G. D.* 1930, p. 5-15.
*62. J. Bourcart. Sur l'évolution du littoral de la Péninsule Ibérique de la presqu'île de Peniche au Cap Finisterre. *C. R. A. S.* 1936, p. 1448/50.
63. J. Bourcart. La marge continentale; essai sur les transgressions et les regressions marines. *B. S. G. F.* 1938, p. 393-473.
64. J. Bourcart. La théorie de la flexure continentale. *Comm. Congrès U. G. I. Lisbonne,* 1949, p. 167-190.
65. J. Bourcart. *Problèmes de géologie sous-marine.* Coll. « Evolution des Sciences » Paris (Masson) 1958, 128 pages.
66. P. Bout. *Le Villafranchien du Velay et du bassin hydrographique moyen et supérieur de l'Allier : corrélations françaises et européennes* (Thèse) 1960, 344 pages.
*67. F. Bouza Brey & J. M. Alvarez Blasquez. Industrias paleoliticas do Baixo Miño (Concellos de A Guardia, O Rosal, Tomiño e Oya). *Publ. de la « Sociedade Portuguesa de Antropologia e Etnologia na Faculdade de Ciencias do Porto ».* 1952, 65 pages, nombreuses figures.
— R. Brenot & *Al.* v. L. Berthois. N° 41.
68. H. Breuil & G. Zbyszewski. *Contribution à l'étude des industries paléolithiques du Portugal et de leurs rapports avec la géologie du Quaternaire :*
A : Vol. I. Les principaux gisements des deux rives de l'ancien estuaire du Tage. *Comm. S. G. P.,* T. XXIII, 1942, p. 1-374.
B : Vol. II. Les principaux gisements des plages quaternaires du littoral de Estremadura et des terrasses fluviatiles de la basse vallée du Tage. *Comm. S. G. P.,* T. XXIV, 1945, p. 337-597.
69. A. Briquet. *Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique.* (Thèse) Paris, 1930, 440 + 46 pages.
70. J. Budel. Die « periglazial » morphologischen Wirkungen des Eiszeitsklima auf des ganzen Erde. *Erdk.* Heft, 4, Band 7, 1953, p. 249-262.
*70bis. R. de Buen. Origen de las rias. *Comm. Congrès U. G. I. Cambridge,* 1928, p. 169-178 et *C. R. in : P. S. O.* 1931 par J. Sermet.
71. K. W. Butzer. Late glacial and postglacial climatic variation. *Erdk.* 1957, p. 21-34.
71bis. K. W. Butzer. Notas sobre la evolucion del clima en el Asia anterior y Africa del Norte. *Est. Geogr.* 1962, Vol. 89, p. 517-534.
71ter. K. W. Butzer. The mediterranean area; paleoclimatic implication of pleistocene stratigraphy in mediterranean area. *Annals of New York Acad. of Sc.* Vol. 95, 1961, p. 449-456.
72. A. Cailleux. Distinction des sables marins et fluviatiles. *B.S.G.F.* 1943; Tome XIII, p. 4125-138.
73. A. Cailleux. Distinction des galets marins et fluviatiles. *B.S.G.F.* 1945, p. 385 et seq.
74. A. Cailleux. Le ruissellement en pays tempéré non montagneux. *A.G.* 1948, p. 21-39.
75. A. Cailleux. *La era cuaternaria. Problemas y metodos de estudio.* Barcelone, 1956, 123 p. 42 fig. (Memorias y comunicaciones del Instituto Geologico, Tome XV).
76. A. Cailleux. Du chaud tertiaire au froid quaternaire : le pourcentage des galets de quartz. *Congrès et Colloques de l'Université de Liège,* Vol. 17 : le Périglaciaire pré-würmien, 1960, p. 41-46.
— A. Cailleux & J. Tricart, v. J. Tricart, n° 510, n° 511.

77. A. Cailleux & J. Tricart. *Initiation à l'étude des sables et des galets.* Tome I (texte). Paris (C.D.U.), 1959, 376 pages.
*78. Calderon Arana. Noticia sobre el terremoto sentido en El Ferrol, el dia 24 de Abril 1897. *Actas R.S.E. de H.N.* 1897, p. 161.
*79. Calderon Arana. Fenomenos sismicos occuridos reciemente en Galicia durante el mes de Junio. *B.R.S.E. de H.N.* 1904, p. 286.
*80. Calderon Arana. Noticias sobre los terremotos occuridos reciemente en España. *B.R.S.E. de H.N.* 1906, p.331.
*81. Calderon Arana. Un caso de avance en el mar (La Coruña). *B.R.S.E. de H.N.* 1908, p. 99.
82. Th. Camez. *Etudes sur l'évolution des minéraux argileux dans les sols des régions tempérées,* n° 20 des *Mém. S.C.G. d'A.L.* 1962, 90 pages.
83. Th. Camez & J. Lucas & G. Millot. Minéraux argileux interstratifiés dans certains sols et leur évolution. *B. Groupe Fr. des Argiles.* Tome XI, 1959, p. 43-46.
— Th. Camez & *Al.*, v. J. Lucas, n° 297.
— Th. Camez & *Al.*, v. M. Slansky, n° 467.
*83bis. R. Capdevila. Sur le contrôle lithologique et structural du granite de Guittiriz (Lugo Espagne). *C.R.A.S.* 1964, T. 258, p. 5682-5684.
*84. W. Carlé. Gänge als Zeitmarken und tektonischen Bezugflächen, mit einem Beitrag zu Region geol. Galiciens. *Geol. Rundsch.* T. XXXI, 1940, p. 230-240.
*85. W. Carlé. Strudelkessel im Granit am Ufer der Bucht Vigo. *Geol. d. Meere u. Binnengewasser.* T. IV, 1940, Heft 2, p. 247-249.
*86. W. Carlé. Karrenbildung im Granit des galischen Küste bei Vigo. *Geol. d. Meere u. Binnengewasser.* T. V, Heft 1, 1941, p. 55-63.
*87. W. Carlé. Ergebnisse geologischen Untersuchungen in Grundgebirge von Galicien. *Geotek. Forsch.*, n° 6. Berlin, 1945. Traduct. esp. « Resultado de investigaciones geologicas en las formaciones antiguas de Galicia ». *Publ. Extranj. sobre Geol. Esp.*, n° 5. Madrid 1950, p. 61-90, 2 cartes géol. dont 1 hors-texte.
*88. W. Carlé. Zeugen einer diluvialen Vereisung im spanisch Galicien. *Natur u. Volk* 1947, Tome 77. Trad. esp. « Testigos de una glaciacion diluvial en Galicia española ». *Est. Geogr.* 1949, n° 37.
*89. W. Carlé. Die westgalischen Meeresbuchten. *Natur u. Volk.* 1947. Trad. esp. « Las rias bajas gallegas ». *Est. Geogr.* 1949, n° 35, p. 323-330.
*90. E. Carreira Alvarez. Contribucion al estudio de la flora gallega. *A.I.B.* 1954, p. 499-532.
*91. Carreras y Candi. *Geografia general del Reino de Galicia.* 6 tomes, 1896.
92. J. Carrington da Costa. Quelques remarques sur la tectonique du Portugal. *B.S.G.P.* 1951, vol. 8, fasc. 3, p. 193-206.
93. J. Carrington da Costa. Los movimientos caledonicos y preliminares hercinicos en la Peninsula Iberica. Trad. esp. de l'article par B. Melendez, *in Publ. Extranj. sobre Geol. Esp.* Tome VII, 1953, p. 155-169.
*94. F. Casares. Article sans titre, paru dans *Galicia, revista Universal de este Reino.* 1864, daté du 8. 9. 1859 (Santiago).
— B. Casaseca Mena & *Al.*, v. F. Bellot Rodriguez, n° 34 et n° 35.
*95. J. Casas Torres. Sobre la geografia humana de la ria de Muros y Noya. *Est. Geogr.*, n° 12, 1943, p. 559-623.
*96. J. M. Castroviejo. *Rias Bajas de la Galice. Barcelone,* 1953, 39 pages et 30 planches de photos.
*97. J. M. Castroviejo. *Galicia : Guia espiritual de una Tierra.* Madrid, 1960, 638 pages, 4 cartes.
98. A. Caudido de Medeiros. Algun depositos modernos dos arredores do Porto (rés. fr.). *Estudios, Notas y Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro.* Lisbonne. Vol. 7, 1946, fasc. 1, p. 23-27.
99. C. Cavelier. Sur les argiles fibreuses du Bassin de Paris. *C.R.S.G.F.* 1963, n° 4, p. 125-127.
100. C. A. Chapman. Control of jointing by topography. *Jl. of Geol.* 1958, p. 552-558.
101. A. Chavan. Tableau de corrélation des formations pliocènes et quaternaires dans l'Ouest méditerranéen, l'Europe atlantique et nordique. *B.S.G.F.* 1950, Tome 20, p. 421-431.

102. J. Chebataroff. Origen y evolucion de los mares de piedra de los alrededores de Mal Abrigo. *Rev. Fac. Humanidades y Ciencias Montevideo.* 1958, 77 pages.
103. P. Choffat. Notes sur l'érosion en Portugal. I. Sur quelques cas d'érosion atmosphérique dans les granites du Minho. *Com. S.G.P.* 1895-1896, p. 17-22.
104. P. Choffat. *Aperçu de la géologie du Portugal.* Extrait de : *Le Portugal du point de vue agricole.* 1900, 48 pages.
105. G. Choubert. Le Quaternaire du Maroc. *Biuletyn Periglacjialny.* Lodz. 1961, p. 9-25.
106. G. Choubert & F. Joly, F. Gigout, Marcais, Margat, R. Raynal. Essai de classification du Quaternaire continental au Maroc. *C.R.A.S.* 1956, p. 504-506.
107. G. Choubert & C. Sittler. La microflore sporo-pollinique des sédiments quaternaires dans la région d'El Hadjeb (Maroc). *Comm. Congrès* INQUA, 1957. Rés. — en allemand — dans les Rés. et Comm. p. 43.
108. H. Cloos. *Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen.* Berlin 1925.
*109. A. Comba Siguenza & J. M. Lopez de Azcona. Investigacion de niobio y tantalo en la zona reservada de la Provincia de la Coruña. *N. y C.* 1956, Tome 43, p. 135-162.
* — A. Comba Siguenza & *Al.*, v. n° 232, n° 233.
— A. Comba Siguenza & *Al.*, v. J. M. Lopez de Azcona, n° 290.
109bis S. de la Concha. Nuevos yacimientos fossiliferos del Oligoceno lacustre de la Provincia de Guadalajara. *N. y C.* n° 67, 1962, p. 159-162.
— M. Costas & *Al.*, v. Fernandez Valdes, n° 151.
110. C. A. Cotton. Tectonic scarps and fault valleys. *Bull. Geogr. Soc. Am.* 1950, p. 718-757.
111. C. A. Cotton. Mise au point sur quelques aspects du relief de faille. *R.G.D.* 1950, p. 226-234.
112. C. A. Cotton. The theory of secular marine planation. *Am. Jl. of Sc.* Vol. 253, 1955, p. 580-589.
*113. C. A. Cotton. Rias sensu stricto and sensu lato. *G.J.* 1956, p. 360-364.
114. C. A. Cotton. Plains and Inselbergs of the Humid Tropics. *Transactions of the Royal Soc. of N.Z.*, vol. 88, 1962, p. 269-277.
*115. A. Couceiro. Puentedeume y su comarca. *Est. Geogr.* 1941. Tome 4.
*116. Crespi. Nota para una geografia botanica de Galicia. *Mem. R.S.E. de H.N.* 1929.
*117. Crespi & Iglesias. Los prados de las regiones media y montaña de Galicia. *B.R.S.E. de H.N.* 1929.
118. M. Crusafont Pairo. *Algunas caracteristicas paleobiologicas del Mioceno español.* Mus. de la Ciudad de Sabadell. 1952.
119. M. Crusafont Pairo. El Cuaternario español y su fauna de mamiferos. Ensayo de sintesis. *Speleon,* 1961.
120. M. Crusafont Pairo & J. F. de Villalta & O. Riba. *Livret-guide de l'excursion N 3; congrès INQUA,* 1957. « Stratigrafia y tectonica de Villaroya ». « Paleontologia del yacimiento de mamiferos villafranquienses de Villaroya ».
121. M. Crusafont Pairo & Trujols Santoja. Posibles rasgos endemicos en la fauna post-villafranquiense española y sus consecuensias. *Est. Geol.* 1960, vol. XVI, p. 99-101.
122. Cueto y Ruy Dias. Orografia y geologia del pais cantabrico-asturico. *B.I.G.M.E.* 1926.
123. Cueto y Ruy Dias. Nota acerca de los llanuras rasas y sierras planas de la costa de Asturias. *B.R.S.E. de H.N.*, tome 30, 1930, p. 241-254.
124. Cueto y Ruy Dias. Algunas consideraciones sobre la tectonica de la peninsula iberica. *Reseña Cientif. S.E. de H.N.* Tome VII, n° 2, 1932, p. 65-141.
*125. Dantin Cereceda. *Ensayo acerca las regiones naturales de España.* Madrid, 1922, 300 pages, 2° éd. Madrid 1942.
*126. Dantin Cereceda. Tectonica del macizo galaico. *III° reunion de Est. Geogr. en Santiago.* 1944, p. 9-16.
*127. Dantin Cereceda & A. Revenga Carbonel. Las lineas y las zonas isoxeras de España segun los indices termopluviometricos. Avance al estudio de la aridez en España. *Est. Geogr.* 1941, p. 35-91.

*127bis. W.P.F.H. de Graaf & C.F. Woensdregt. Heavy mineral analysis of the beaches between Ria de Lires and Ria de Noya y Muros (Coruña, NW Spain). *Est. Geol.* Vol. XIX, 1963, p. 9-14.

128. J. Dejou. Etude comparative des phénomènes d'altération sur le granite porphyroïde de Lormes et sur les anatexites à cordiérite du Morvan du Nord, et des sols qui en dérivent. *Ann. Inst. Nat. de la Rech. Agron.*, série A. (*Annales agronomiques*), 1959, p. 101-121.

*128bis. G. Delibrias, H. Nonn & Mme M. Van Campo. Age et flore d'un dépôt périglaciaire reposant sur la « rasa » cantabrique près de Burela (Galice, Espagne). *C.R.A.S.*, T. 259, p. 4092-4094, 1964.

*129. M. E. Dennayer. Las migmatitas de Villagarcia de Arosa (Galicia). *R.S.E. de H.N.* Tome extraord. en hommage à E. Hernandez-Pacheco 1954. Madrid.

*130. E. Den Tex. Some preliminary results of petrological work in Galicia. (NW Spain). *Leidse Geol. Med.* dl. 26. 1961, p. 75-91.

*131. E. Den Tex & D. E. Vogel. A « Granulitgebirge » at Cabo Ortegal. NW Spain. *Geol. Rundsch.* Bd. 152. 1962, p. 95-112.

132. M. Derruau. Quel était le climat du Massif Central français pendant la seconde moitié de l'ère tertiaire. *Publ. n° XVIII de l'Institut de Géogr. Fac. Let. Clermont-Ferrand.* 1960, p. 179-184.

133. M. Derruau. *Précis de Géomorphologie.* Paris (Masson), 1962, 3e éd. 413 pages.

134. M. Derruau & P. Bout & A. Fel. Utilisation des cônes et coulées volcaniques du Massif Central pour évaluer le recul des versants cristallins. *N° spéc. de Z. für Geom.* 1960, p. 133-139.

134bis. M. Deschamps. Etude pétrographique du sidérolithique du Lot. *B.S.G.F.*, 7e série, T. V, 1963, p. 260-264.

135. J. Destombes. Sur les directions de la fracturation thermale. *C.R.A.S.* 1958, p. 288-290.

136. J. Dresch. *Recherches sur l'évolution du relief dans le Massif Central du Grand Atlas de Marrakech, le Haouz et le Sous.* 1941 (thèse). XIX - 708 p., 1 atlas de 10 cartes et coupes.

137. J. Dresch. Sur les pédiments en Afrique méditerranéenne et tropicale. *Comm. Congrès U.G.I. Lisbonne.* 1949, tome 2, p. 19-28.

137bis. J. Dresch. Systèmes d'érosion en Afrique du Nord. *R.G.L.* 1953, p. 253-261.

138. J. Dresch. Pédiments et glacis d'érosion, pediplains et inselbergs. *I.G.* 1957, p. 183-196.

138bis. J. Dresch. Les surfaces d'aplanissement et les reliefs résiduels sur le socle cristallin en Afrique tropicale. *Rés. Com. Congrès U.G.I.* 1956, p. 29.

— J. Dresch & P. Birot, v. P. Birot, n° 56.

139. P. Duffaut. Sur la genèse des boules de certains granites. *C.R.S.S.G.F.* 1957, p. 139-141.

139bis. P. Dupont. *La flore atlantique européenne : Introduction pour l'étude du secteur ibéro-atlantique.* Doc. pour les cartes des productions végétales. Toulouse 1962, t. 1, p. 1-412.

140. H. Ehrart. *Le genèse des sols en tant que phénomène géologique.* Coll. « Evolution des Sciences », n° 8, Paris (Masson), 1956, 90 pages.

140bis. H. Elhaï. *La Normandie occidentale entre la Seine et le Golfe Normand-Breton. Etude morphologique.* (Thèse), Paris 1963, 626 pages, 32 pl. photos, 136 fig.

— H. Elhaï & A. Prenant, v. A. Prenant, n° 403.

— H. Elhaï & P. Grangeon, v. P. Grangeon, n° 184bis.

— H. Elhaï & M. van Campo, v. M. van Campo, n° 518.

141. M. Feio. *Notas geomorfologicas.* Vol. I.
a) I. Reflexôes sobre o relevo de Minho, p. 5-15.

*142. M. Feio. *Même ouvrage.*
b) II. Em torno da interpretaçâo dos terraços do rio Minho, p. 17-27. Instituto para a alta cultura. Centro de Estudos geograficos. Lisbonne 1951.

143. M. Feio & R. Soares de Brito. Les vallées de fracture dans le modelé granitique portugais. *Comm. Congrès U.G.I.* Lisbonne, 1949, p. 254-262.

M. Feio & O. Ribeiro, v. Ribeiro, n° 419.

— A. Fel & *Al.*, v. M. Derruau, n° 134.

— P. Fenelon & A. Bouhier, v. A. Bouhier, n° 60.

*144. Fernandez Costa. As industrias liticas d'A Guardia, novas estazons. *Rev. « Nos »* 1929, tome 6, n° 64, p. 67 (La Coruña).
*145. Fernandez Costa. Notas en col de l'Asturiense na bisbarra d'A Guardia, campaña de 1929. *Rev. « Nos »*, 1930, 10 p. (La Coruña).
*146. A. Fernandez del Riego. Determinacion del carbonico de los fondos de la ria de Vigo. Calculo del carbonato disuelto y consecuencias geobiologicas. *B.I.E.O.* 1951, n° 44, p. 3-17.
*147. A. Fernandez Del Riego. El contenido en carbono organico en los sedimentos de la ria de Vigo. Algunos datos sobre la relacion carbono-nitrogeno. *B.I.E.O.*, n° 78, 1956, p. 3-29.
*148. A. Fernandez Del Riego. Geognosia y geotectonica de la ria de Vigo. *B.I.E.O.*, n° 88, 1958, p. 203-311.
*149. A. Fernandez Del Riego. Las condiciones de estancamiento en mares interiores, fiords, bahias y rias, con especial referencia a la ria de Vigo. *B.I.E.O.*, n° 89, 1958, p. 2-27.
150. L. Fernandez Navarro. Las costas de la peninsula iberica. *Assoc. Esp. para Progr. Cienc. Congrès Zarragoza*, 1908, tome 4 (Madrid), p. 131-159.
*151. Fernandez Valdes & M. Costas. El terremoto de Lisboa; su repercusion en la antigua provincia de Tuy. *Cuadernos de Estudios Gallegos, Inst. Padre Sarmiente. C.S.I.C.* 1955, p. 3-19.
152. A. Ferras de Carvalho. Contribuçoes para o estudo da geografia de Portugal. *Mem. e Not.*, n° 22, 1948, p. 12-84 (Coimbra) avec une carte géologique de P. Choffat.
*153. A. Ferrandis & J. M. Gonzales Peña. Identificacion en el microscopio electronico de algunas arcillas y caolines españoles. *A.E.F.V.* 1954, p. 631-663.
*154. B. Ferreira, . L. Guimaraes dos Santos, J. de Almeida Penha. Notas sobre jazigos do caulino da Galiza e das Asturias. *Est. Not. e Trabalhos do Serv. do Fomento Mineiro.* Lisbonne. 1946, vol. II, p. 36-47.
*155. J. Filgueira Valverde & A. Garcia Alen. *Materiales para la carta arqueologica de la provincia de Pontevedra.* Publ. du « Museo de Pontevedra » (II° Congreso arqueologico Nacional 1953), 232 pages, 8 cartes hors-texte, 44 planches photos.
155bis. F. Firtion et G. Soares de Carvalho. Les formations détritiques quaternaires de San Pedro de Moel, Leiria, Portugal. *Mem. e Not.* 1952, p. 8-20.
*156. E. Fischer-Piette. Répartition le long des côtes Nord de l'Espagne des principales espèces peuplant les rochers intercotidaux. *An. Inst. Océan., N^lle série* 1955, tome 31, p. 37-124.
*157. E. Fischer-Piette. Sur les déplacements des frontières biogéographiques le long des côtes ibériques dans le domaine intercotidal. *Publ. Inst. Biol. Appliq.* 1957, tome XXVI, p. 35-40.
158. E. Fleury. Sur la signification et le rôle de la lapiésation dans la désagrégation des roches granitiques au Portugal. *C.R.A.S.* 1919, p. 896-899.
159. E. Fleury. Notes sur les formations tertiaires et quaternaires portugaises. *Com. S.G.P.* 1919/22, p. 51-64.
160. E. Fleury. Les plissements hercyniens en Portugal. *Com. S.G.P.*, tome XIII, 1919/22, p. 65-83, avec cartes : « Esquisse de la tectonique hercynienne du Portugal » au 1/3 500 000.
*161. F. Florschutz & J. Menendez Amor. Contribucion al conocimiento de la historia de la vegetacion en España durante el Cuaternario. *Res. Com. Congrès INQUA* 1957, p. 123.
162. F. Florschutz & J. Menendez Amor. Un fenomeno periglaciar en Asturias, y algunas consideraciones y deducciones relativas a la formacion y datacion palynologica de suelos. *B.R.S.E. de H.N.* 1959, tome LVII, secc. geol. p. 133-140.
— F. Florschutz & J. Menendez Amor, v. J. Menendez Amor, n° 324, n° 325, n° 326.
— F. Florschutz & J. Menendez Amor & H. de Vries, v. H. de Vries, n° 528.
163. M. Follieri. Vegetal tertiary relics persistance in Quaternary deposits near Rome. *Com. Congrès INQUA*, 1961, p. 114.
164. P. Font Quer. *La vegetacion;* chapitres du Tome II de la *Geografia de España y Portugal*, 1954 (Barcelone), p. 143-271.
*165. H. Franz. Zur Kenntnis der Quartärablagerungen an des NW Küsten Spaniens. *Rés. Com. Congrès INQUA*, 1957, p. 57.
*166. H. Franz. Tiergeographische Beiträge zur Paläoklimatologie der iberische Halbinsel. *Rés. Com. Congrès INQUA*, 1957, p. 58.

167. A. M. Galopim de Carvalho. Contribuçâo para o conhecimento dos grès do Buçaço e de Coja. *B.M.L.M.G. de Fac. Cienc. Lisboa,* 1960, vol. 8, fasc. 2, p. 85-113.
168. J. Galvan & J. F. Alonzo. Nota sobre la existencia de sepiolita en las cuencas del Duero y Ebro. *B.R.S.E. de H.N.,* tome 59, 1961, p. 167-172.
— A. Garcia Alen & *Al.*, v. J. Filgueira Valverde, n° 155.
*169. L. Garcia Sainz. The influence of local and zonal paleoclimatology in iberian soils of periglacial formation. *Res. Com. Congrès INQUA,* 1957, p. 63-64.
170. H. Gaussen. La pluvialité ibérique. *P.S.O.,* 1952-53.
*170bis. H. Gaussen. Sous-régions climatiques de la Péninsule Ibérique. En collab. avec F. Bagnouls et P. Dupont *in* : *Les ensembles écologiques de la Péninsule Ibérique.* Publ. Inst. Biol. Apl., T. 26 suplemento, 1957.
171. H. Gierloff-Emden. Nehrungen und Lagunen. *Pet. Mitt.* 1961, p. 81-92.
172. M. Gigout & R. Raynal. Corrélation des phénomènes marins et continentaux dans le Quaternaire marocain. *C.R.A.S.* 1957, p. 2528-2530.
— M. Gigout & *Al.*, v. G. Choubert, n° 106.
173. S. Gillet. Essai de paléogéographie : du Néogène et du Quaternaire inférieur d'Europe orientale. *R.G.P.G.D.,* oct.-déc. 1961, p. 218-250.
174. L. Glangeaud. Evolution morphologique et dynamique des estuaires. *B.A.G.F.,* 1941, p. 95-103.
175. A. Godard. Chronique de la *Revue de Géographie de l'Est* : « Morphologie des socles et des massifs anciens ».
a) 1961, p. 75-82; b) 1962, p. 79-96; c) 1963, p. 75-92; d) 1964, p. 77-96; e) 1965, p.91-101.
— A. Godard & *Al.*, v. A. Guilcher, n° 195.
176. J. Gomez de Llanera & J. Royo Gomez. Las terrazas y rasas litorales de Asturias y Santander. *B.R.S.E. de H.N.,* tome 27, p. 19-38 et p. 115 (additif).
*177. J. Gomez de Llanera & J. Perez Mateos. Observaciones sobre los sedimentos de las costas de Galicia (campaña del « Xauen » 1949-50, et Analisis mineralogico de algunas muestras. *B.I.E.O.,* n° 52, 1952.
*178. F. Gomez Ruimonte. Estudios por ravos X de caolines españoles y su utilizacion en la porcelana. *N. y C.,* n° 62, 1961, p. 137-170.
179. F. Goncalves Pureza. Contribuçâo para o estudo petrografico dos granitos do Minho. *Mem. e Not.,* 1959, n° 47.
180. F. Goncalves Pureza & A. Mendonca Araiyo. Contribution à l'étude des sables du Nord du Portugal. *Mem. e Not.,* 1956, n° 42.
*181. J. Gonzales Peña. Estudio mineralogico de la fraccion « arcilla » de algunos sedimentos del litoral español. *B.I.E.O.,* 1958, n° 90.
*182. J. Gonzales Peña & J. Perez Mateos. Composicion de algunos sedimentos suboceanicos de los litorales españoles. *Rés. Com. Congrès INQUA,* 1957, p. 69 et *A.E.F.V.,* 1958, p. 27-57.
*183. M. Gonzales Quijano. La lluvia en la peninsula española durante el quinquenno 1916-1920. *Rev. de Obras Publicas,* 1925, n° 2428.
*184. M. Gonzales Quijano. Mapa pluviometrica de la peninsula iberica. *Publ. del C.S.I.C.* + un mémoire explicatif. 1946.
184bis. P. Grangeon & H. Elhaï. Nouvelles recherches sur le Villafranchien de Seneze (Haute-Loire). *B.S.G.F.,* 1963, p. 483-488. Résumé *in C.R.S.S.G.F.,* 1963, p. 159.
185. L. Grisez. Etude de quelques formations littorales de l'Ouest des Asturies. *B.A.G.F.,* 1961, p. 52-58.
186. A. Guilcher. *Le relief de la Bretagne méridionale, de la baie de Douarnenez à la Vilaine.* (Thèse), 1948, 682 pages (La Roche-sur-Yon).
187. A. Guilcher. L'île de Béniguet (Finistère), exemple d'accumulation en queue de comète. *Bull. C.O.E.C.,* 1950, p. 243-250.
188. A. Guilcher. Formes de décomposition chimique dans la zone des embruns et des marées sur les côtes britanniques et bretonnes. *Vol. Jubil. Cinquantenaire Labo. Géogr. Rennes,* 1952, p. 167-181.

189. A. Guilcher. Sur les vallons côtiers suspendus des environs de Lisbonne et leurs analogies avec ceux du littoral breton. *C.R.A.S.*, 1949, tome 228, p. 1512-1514.
190. A. Guilcher. *Morphologie littorale et sous-marine.* Paris (P.U.F., coll. « Orbis »), 1954, 216 pages. Abondante bibliographie.
191. A. Guilcher. La plage ancienne de la Franca (Asturies). *C.R.A.S.*, 1955, tome 241, p. 1603-1605.
192. A. Guilcher. *Cours d'Océanographie* (3e édition refondue). C.D.U., 1957, 195 pages.
193. A. Guilcher. Quelques aspects et problèmes morphologiques et sédimentologiques de l'île d'Ouessant. *Norois*, 1957, p. 289-304.
194. A. Guilcher. Mise au point : origine et dépôt de la vase marine peu profonde. *I.G.*, 1959, p. 17-23.
195. A. Guilcher & A. Godard, E. Visseaux. Formes de plage et houles sur le littoral des Landes de Gascogne, particulièrement à Mimizan. *P.S.O.*, 1952, fasc. 2, p. 99-117.
196. A. Guilcher & F. Joly. *Recherches sur la morphologie de la côte atlantique du Maroc.* Trav. Inst. Scient. Chérif. 1954 (chapitre IV).
197. A. Guilcher & L. Berthois. La plaine d'Ambilobé (Madagascar). Etude morphologique et sédimentologique. *R.G.D.* 1956, n° 3-4, p. 33-52.
198. A. Guilcher & L. Berthois. Cinq années d'observations sédimentologiques dans quatre estuaires-témoins de l'Ouest de la Bretagne. *R.G.D.* 1957, n° 5-6, p. 67-86.
199. A. Guilcher & P. Vallantin, J. P. Angrand & P. Galloy. Les cordons de la rade de Brest. *Bull. C.O.E.C.*, 1957, p. 21-54.
200. A. Guilcher & B. Adrian & A. Blanquart. Les queues de comète de galets et de blocs derrière les roches isolées sur les côtes NW et W de la Bretagne. *Norois*, 1959, p. 125-145.
— A. Guilcher & *Al.*, v. F. Jussy, n° 247.
201. Y. Guillien. Néoglaciaire et tardiglaciaire; géochimie, palynologie, préhistoire, +4 tableaux, 3 figures. *A.G.*, 1962, p. 1-35.
201bis. Y. Guillien. De l'Eémien à l'Holocène : Eoglaciaire, Mésoglaciaire, Néoglaciaire. *A.G.*, 1963, p. 605-613.
*202. L. E. Hamelin. Matériaux de géomorphologie périglaciaire dans l'Espagne du Nord. *P.S.O.*, 1958, p. 241-256.
203. S. Henin & G. Pedro. Mise en évidence d'un effet de dislocation du granite par traitement à l'eau oxygénée. *C.R.A.S.*, 1957, p. 1451-1453.
— S. Henin & *Al.*, v. A. Oberlin, n° 357.
*204. E. Hernandez Pacheco. *Ensayo de sintesis geologica del Norte de la Peninsula Iberica.* Madrid, 1912. Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., seria geol., n° 3.
*205. E. Hernandez Pacheco. Las costas de la peninsula hispanica y sus movimientos. *Assoc. Esp. para el Prog. Cienc. Madrid*, 1932. (Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., seria geol.), p. 89-120.
*206. E. Hernandez Pacheco. *Sintesis fisiografica y geologica de España.* 2 volumes, Madrid 1932. (Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., seria geol.), n° 38, tome 1, 258 p; Tome II, 228 p.
207. E. Hernandez Pacheco. Significacion geologica del relieve submarino del Cantabrico. *Las Ciencias*, tome I, 1934, p. 542.
208. F. Hernandez Pacheco. Las rasas litorales de la costa cantabrica en su segmento asturiano. *Com. Congrès U.G.I. Lisbonne*, 1949, tome 2, p. 29-86.
209. F. Hernandez Pacheco. Las rasas litorales de Asturias y Ifni; sus rasgos morfologicos comunes, y origen de las mismas. *Las Ciencias*, 1957, n° 3, p. 483-498.
210. F. Hernandez Pacheco. Las rasas de la costa cantabrica en el segmento oriental de Asturias. *Publ. du Congrès de l'INQUA*, 1957 (Oviedo), p. 5-32.
211. F. Hernandez Pacheco. Las formaciones de rañas en la peninsula iberica. *Comm. Congrès INQUA*, 1957.
*212. F. Hernandez Pacheco & I. Asensio Amor. Materiales sedimentarios sobre la rasa cantabrica. Tramo comprendido entre las rias del Eo y Foz. *B.R.S.E. de H.N.*, 1959, p. 75-100.
*213. F. Hernandez Pacheco & I. Asensio Amor. *Estudio fisiografico de la ria del Eo, en relacion con su proceso de relleno*, 1959. Dactyl., Madrid, 29 pages.

*214. F. Hernandez Pacheco & I. Asensio Amor. *Informe sobre la formacion artificial de una playa en la margen occidental de la ria del Eo.* Dactyl., Ribadeo, 1960, 21 pages.
*215. F. Hernandez Pacheco & I. Asensio Amor. Materiales sedimentarios sobre la rasa cantabrica. II. Tramo comprendido entre la ria de Foz y el casco urbano de Burela. *B.R.S.E. de H.N.*, 1960, p. 73-83.
216. F. Hernandez Pacheco & I. Asensio Amor. Material sedimentario sobre la rasa cantabrica. III. Tramo comprendido entre Santiago de Villapedre (Navia) y Cadavedo (Luarca). *B.R.S.E. de H.N.*, 1961, p. 207-223.
217. F. Hernandez Pacheco & I. Asensio Amor. Materiales sedimentarios sobre la rasa cantabrica. IV. Tramo comprendido entre Santiago de Villapedre y el valle del rio Porcia. *B.R.S.E. de H.N.*, 1926, p. 65-76.
218. F. Hernandez Pacheco & I. Asensio Amor. Materiales sedimentarios sobre la rasa cantabrica. V. Tramo comprendido entre el valle del rio Porcia y la ria del Eo. *B.R.S.E. de H.N.*, 1963, p. 89-120.
218bis. F. Hernandez Pacheco & I. Asensio Amor. Recientes investigaciones sobre genesis de la rasa cantabrica. Tramo final del valle del Rio Navia-Asturias. *B.R.S.E. de H.N.*, 1964, Tome 62, p. 61-89.
219. F. Hernandez Pacheco & N. Llopis Llado, F. Jorda Cerda & J. A. Martinez. Guia de la excursion N 2. El Cuaternario de la region cantabrica. *Congrès INQUA*, 1957, Oviedo, p. 1-42.
*220. P. Hernandez Sempelayo. Estudio geologico de las costas de la Provincia de Lugo. *B. I. G. M. E.* Tome XXXIV, 2e série. 1913/1914, p. 81-171.
*221. P. Hernandez Sempelayo. Fosiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo. *B. I. G. M. E.* Tome XXXIV, 1915, p. 277-303.
*222. P. Hernandez Sempelayo. Hierros de Galicia. Tome I *Mem. I. G. M. E.* 1922, 466 pages.
*223. P. Hernandez Sempelayo. Hierros de Galicia. Tome II *Mem. I. G. M. E.* 1931, p. 1-280.
*224. P. Hernandez Sempelayo. Geologia gallega. *Disc. de ingreso en la Acad. de Cienc. Exactas Fis. y Nat.* 1934, 48 pages.
*225. P. Hernandez Sempelayo. Hierros de Galicia. Tome III *Mem. I. G. M. E.* 1935, 632 pages.
*226. P. Hernandez Sempelayo. El sistema cambriano. *Mem. I. G. M. E.* 1935. Tome I de « Explicacion del nuevo mapa geologico de España » 1/1.000.000, p. 291 et seq.
*227. P. Hernandez Sempelayo. El sistema siluriano. *Mem. I. G. M. E.* 1942. Tome II de « Explicacion del nuevo mapa geologico de España », p. 177-211.
*227bis. P. Hernandez Sempelayo. Datos geologico - mineros de la zona de Betanzos. *Est. Geogr.* 1944, mai, n° 15.
*228. P. Hernandez Sempelayo. Dos lineas de tectonica apreciadas en Galicia y Portugal. *Ann. Hebert et Haug.* Paris 1949. Tome VII, p. 371-380.
*229. P. Hernandez Sempelayo. Ejemplos utilitarios de Estratigrafia aplicada. Caulines de la costa asturiana. *Est. Geol.* 1950, n° 11, p. 10, 1 carte.
— P. Hernandez Sempelayo. V. *Instituto geologico y minero.* N° 232, n° 233.
230. R. A. Hodgson. Classification of structures on joint surfaces. *Am. Jl. of Sc.* Tome 259. 1961, p. 413-502.
*231. H. F. Insinger. The geology of the rio Grande region (Galicia, Spain). *Trab. Lab. Geol. Lage* n° 10 & *Leidse Geol. Med.* Dl 26, 1961, p. 64-73.
*232. Instituto Geologico y Minero de España. *Explication de la Hoja n° 21. La Coruña,* 1948, par P. Hernandez-Sempelayo, A. Comba Siguenza, J. M. Lopez de Azcona, A. Hernandez Sempelayo et J. de Lizaur y Roldan.
*233. Instituto Geologico y Minero de España. *Explicacion de la Hoja n° 6. San Salvador de Serantes,* 1949, par A. Comba Siguenza, J. M. Lopez de Azcona, A. Hernandez Sempelayo, et J. de Lizaur y Roldan.
*234. Instituto Geologico y Minero de España. *Explicacion de la Hoja n° 43. Lage,* 1953, par I. Parga Pondal, J. M. Lopez de Azcona, G. Martin Cardoso, et A. de Alvarado.
*235. Instituto Geologico y Minero de Epaña. *Explicacion de la Hoja n° 44. Carballo,* 1953, par G. Martin Cardoso, I. Parga Pondal, J. M. Lopez de Azcona, et A. de Alvarado.

*236. Instituto Geologico y Minero de España. *Explicacion de la Hoja n° 261.* Tuy, 1953, par J. M. Lopez de Azcona, G. Martin Cardoso (+), I. Parga Pondal, et E. Torre Enciso.
*237. Instituto Geologico y Minero de España. *Explicacion de la Hoja n° 260.* Oya, 1954, par I. Parga Pondal, E. Torre Enciso, et J. M. Lopez de Azcona.
*238. Instituto Geologico y Minero de España. *Explicacion de la Hoja n° 67. Mugia,* 1955, par I. Parga Pondal, E. Torre Enciso, et J. M. Lopez de Azcona.
*239. Instituto Geologico y Minero de España. *Explicacion de la Hoja n° 298. La Guardia,* par E. Torre Enciso, J. M. Lopez de Azcona et I. Parga Pondal.
— A. Jacob & *Al.*, v. B. de Jekhowsky, n° 243.
*240. E. Jalhay. Algunas notas sobre el Asturiense de Galicia. *Ass. Esp. para el Progr. Cienc; Congrès de Barcelone de 1929. Tome VIII,* 1930, p. 191.
*241. E. Jalhay. Novas discorbertas prehistoricas eo Sudoeste de Galiza e Norte de Portugal. *Ass. Esp. para Progr. Cienc.; Congrès de Lisbonne,* 1939, 2e partie, p. 121-128.
*242. E. Jalhay. Serâo preasturienses as estaçôes prehistoricas do litoral galaico-minhote ? *Broteria* II. Lisbonne 1933, fasc. 2 (n° 208).
243. B. de Jekhowsky & A. Jacob. Aperçu palynologique sommaire sur le Paléogène du Bassin de Paris. *C.R.S.S.G.F.,* 1961, n° 7, p. 184-186.
244. E. Jérémine. Sur quelques granites du Portugal. *B.S.G.P.,* vol. 6, 1947, fasc. 3, p. 195-208.
245. E. Jérémine. Nouvelles données sur l'âge des granites portugais. *B.S.G.P.,* vol. 7, 1948.
— F. Joly & *Al.*, v. A. Guilcher, n° 196.
— F. Jorda Cerda & *Al.*, v. F. Hernandez Pacheco, n° 219.
— F. Jorda & *Al.*, v. N. Llopis Llado, n° 285.
246. J. Jung. *Précis de pétrographie : roches sédimentaires, métamorphiques et éruptives.* 1958, Paris (Masson), 314 pages, 160 fig., 20 pl. h. t.
247. F. Jussy & A. Guilcher. Les cordons littoraux entre la presqu'île de Quiberon et l'estuaire de la Vilaine. *C.O.,* 1962, sept. oct.
248. K. Kaiser. Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. *Eiszeit. und Gegenw.* XI, 1960, p. 121-141.
249. H. Karrenberg. La evolucion postvariscica de la cordillera cantabrica asturiana. *Publ. Extranj. sobre Geol. Esp.,* vol. III, 1946, p. 105-222.
250. C. A. M. King. *Beaches and coasts.* Londres 1959 (Arnold), 403 pages, nb. fig.
251. W. Klaer. Verwitterungsformen im granit in Korsika. *Pet. Mitt.,* n° 261, 1956, 146 pages.
252. W. Klaer. Verkarstungserscheinungen in Silikatgesteinen. *Abhandl. des Geogr. Inst. der freien Univ. Berlin,* 1957, Bd V, p. 21-27.
253. C. Klein. Surfaces polygéniques et surfaces polycycliques. *B.A.G.F.,* 1959, p. 51-68.
254. C. Klein. Surfaces de regradation et surface d'aggradation. *A.G.,* n° 368, 1959, p. 292-317.
255. C. Klein. La notion de rythme en morphologie. *Norois,* 1960, nov. déc.
256. G. Kulbicki. *Constitution et genèse des sédiments argileux sidérolithiques et lacustres du Nord et Nord-Est de l'Aquitaine.* Sc. Terre, 1957, n° 4, p. 5-101.
257. G. Kulbicki & G. Millot. Appoint des minéraux argileux interstratifiés à la géologie des séries sédimentaires. *Bull. Groupe Fr. des Argiles,* 1959, tome II, p. 47-52.
258. A. Lacroix. Sur quelques granites des environs de Porto. *Ann. Fac. Cienc. do Porto,* 1933, fasc.1 , p. 43-48.
*259. M. Lainz. Aportaciones al conocimiento de la flora gallega. *A.I.B.,* 1955, p. 529-554.
— M. Lamotte & G. Rougerie, v. G. Rougerie & *Al.*, n° 437.
260. M. Larrazet. Notes stratigraphiques et paléontologiques sur la Province de Burgos. *B.S.G.F.,* 1894, p. 366-384.
*261. A. S. Laughton. La photographie des fonds océaniques. *Endeavour,* 1959, vol. 18, n° 72, p. 178-185.
262. H. Lautensach. Morphologische Skizze der Küsten Portugals. *Sonderband der Zeitschrift d. Gesellsch. f. Erdk. zu Berlin,* 1928, p. 296-346.
263. H. Lautensach. Stand und Aufgaben der Landeskunde von Portugal. *Pet. Mitt.,* 1930, tome 209, p. 367-379.
264. H. Lautensach. Portugal, auf Grund eigener Reisen und der Litteratur. *Pet. Mitt.,* tome 213, 1932, 187 pages; et tome 230, 1937, 165 pages, 48 cartes.

*265. H. Lautensach. « Spanien und Portugal », *in Handbuch der Geographischen Wissenschaft.* Potsdam, 1934, p. 426-537.
*266. H. Lautensach. Interglaziale Terrassenbildung in Nord-Portugal, und ihre Beziehungen zu den allgemeinen Problemen des Eiszeitalters. *Pet. Mitt.*, 1941, p. 297-311, et *Congreso do Mundo Portugues, Mem. e Com.*, 1940, Tome I, p. 61-99. Trad. en portugais *in Publ. S.G.P.*, 1945, Porto, sous le titre : « Formação dos terraços interglaciarios do Norte de Portugal e suas relaçoes com os problemas do epoca glaciaria ».
*267. H. Lautensach. Granitische Abtragungsformen auf der Iberischen Halbinsel und in Korea; ein Vergleich. *Com. Congrès U.G.I. Lisbonne*, 1949, p. 270-296.
*268. H. Lautensach. Die Niederschlagshöhen auf der Iberischen Halbinsel, eine geographische Studie. *Pet. Mitt.*, 1951, tome 95, p. 145-160.
*269. H. Lautensach. Der Rhythmus der Jahreszeiten auf der Iberischen Halbinsel. *Pet. Mitt., Geogr. Rundsch.*, 1955, Tome 7, p. 1-12.
*270. H. Lautensach. Die Temperaturverhältnisse der Iberischen Halbinsel und ihr Jahresgang; ein Beitrag zur Länderkunde. *Die Erde*, 1960, Heft 2, p. 86-114.
*271. H. Lautensach & E. Mayer. Humidität und Aridität, insbesonders auf der Iberische Halbinsel. *Pet. Mitt.*, 1960, Heft 4, p. 249-270.
272. G. Lemee. La méthode de l'analyse pollinique et ses apports à la connaissance des temps quaternaires. *Ann. Biol.*, 1948, tome 24, fasc. 2, p. 49-75.
273. N. Leneuf. *L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte-d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés.* (Thèse), Paris 1959, 210 pages, 15 pl.
— A. Leroy-Gourhan & *Al.*, v. M. Van Campo, n° 519.
274. L.I.G.U.S. Problèmes géomorphologiques en Corse. *R.G.D.*, 1952, fasc. 4, p. 157-186.
275. L.I.G.U.S. Méthode améliorée pour l'étude des sables. *R.G.D.*, 1958, fasc. 3-4, p. 43-54.
276. Linton. The problem of « tors ». *Gl. Jl.*, 1955, p. 470-486.
— J. de Lizaur & *Al.*, v. Instituto Geologico y Minero, n° 232, n° 233.
277. N. Llopis Llado. Los rasgos morfologicos y geologicos de la cordillera cantabro-asturica. *Trab. Memor. Inst. Geol. Oviedo*, 1950, p. 9-51.
278. N. Llopis Llado. Sobre la tectonica germanica de Asturias. *B.R.S.E. de H.N.*, 1954 (Homenaje al Prof. E. Hernandez Pacheco), p. 415-419.
279. N. Llopis Llado. El relieve de la region central de Asturias. *Est. Geogr.*, n° 57, 1954, p.. 501-550.
280. N. Llopis Llado. Los depositos de la costa cantabrica entre los Cabos Busto y Vidio (Asturias). *Speleon*, 1956, An. VI, n° 4, p. 333-347.
281. N. Llopis Llado. Sobre el cretaceo de los alrededores de Oviedo. *Mem. I.G.M.E.*, 1956, tome LVII, 44 pages.
*282. N. Llopis Llado. « La costa cantabrica » *in Guia de la excursion N 2 du Congrès INQUA*, 1957, p. 43-55.
283. N. Llopis Llado. El tertiario continental en los alrededores de Oviedo. *Est. Geol.*, 1957, tome XIII, p. 287-304.
284. N. Llopis Llado. Sobre las caracteristicas structurales de la tectonica germanica de Asturias. *Brevoria Geol. Ast.*, 1961, n° 1-2.
284bis. N. Llopis Llado et J. M. Fontbote. *Estudio geologico de la Cabrera Alta* (*Leon*). Monogr. Geol. del Inst. Geol. Apl. Oviedo, 1959, 134 pages.
285. N. Llopis Llado & F. Jorda Cerda. Mapa del Cuaternario de Asturias. *Publ. Congrès INQUA*, 1957.
286. N. Llopis Llado & J. A. Martinez Alvarez. *Estudio hidrogeologico del Terciario de los alrededores de Grado* (*Oviedo*). C.S.I.C., Monogr. Geol. XI, 1959, Oviedo, Inst. Geol. Apl., 31 pages.
287. N. Llopis Llado & J. A. Martinez Alvarez. Sobre el Terciario continental del occidente de Asturias y su significacion morfotectonica. *Brevoria Geol. Ast.*, 1960, n° 1-2, p. 3-18.
— N. Llopis Llado & *Al.*, v. F. Hernandez Pacheco, n° 219.
288. Lohnert. Zur Facies und Genese plio-pleistozän Braunkohlen Sud Italiens. *Geol. Rundsch.*, 1962, p. 631-643.

*289. J. M. Lopez de Azcona. Las aguas minero-medicinales de la Provincia de Pontevedra. *N. y C.*, 1956, n° 41, p. 3-20; 1 carte.
*290. J. M. Lopez de Azcona & A. Comba Siguenza. Investigaciones de niobio y tantalo en la zona de Noya. *N. y C.*, n° 50, 1958 (tome extraord.), p. 283-316; 1 carte.
— J. M. Lopez de Azcona & A. Comba Siguenza, v. A. Comba Siguenza, n° 98.
— J. M. Lopez de Azcona & *Al.*, v. Instituto Geologico y Minero, n° 232, n° 233, n° 234, n° 235, n° 236, n° 237, n° 238, n° 239.
— M. Lopez Benito & *Al.*, v. n° 449.
*291. J. & A. Lopez Gomez. El clima de España segun la clasificacion de Köppen. *Est. Geogr.*, 1959.
*292. F. Lotze. Einige Problemen der iberischen Meseta. *Geotek Forsch.*, 1945, tome 6, p. 1-12. Traduit en esp. « Algunos problemas de la Meseta iberica « *Publ. Extranj. sobre Geol. Esp.*, vol. V, 1950, p. 41-58.
*293. F. Lotze. Zur Gliederung der Varisziden der iberischen Meseta. *Geotek. Forsch.*, 1945, tome 6, p. 78-92. Traduit en esp. « Observaciones respecto a la division de los Variscides de la Meseta iberica » *in Publ. Extranj. sobre Geol. Esp.*, vol. V, 1950, p. 147-166.
*294. F. Lotze. Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums. *Geologie*, 1958, Bd. 7, p. 727-750.
295. F. Lotze. El Precambrico de España. *N. y C.*, n° 60, 1960, p. 227-240.
296. J. Lucas. *La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etude sur les argiles du Trias.* (Thèse), Strasbourg 1962, Mém. n° 23 du *S.C.G. d'A.L.*, 202 pages.
297. J. Lucas & Th. Camez & G. Millot. Détermination pratique aux rayons X des minéraux argileux simples et interstratifiés. *B.S.C.G. d'A.L.*, 1959, tome 12, fasc. 2, p. 21-31.
— J. Lucas & *Al.*, v. Th. Camez, n° 83.
— J. Lucas & *Al.*, v. G. Millot, n° 335.
298. J. Lucas. Remarques sur les minéraux argileux interstratifiés et leur genèse. *Coll. Int. C.N.R.S.*, 105, « Genèse et synthèse des argiles », Paris 1961, p. 177-190.
*299. J. Lucas & H. Nonn & H. Paquet. Présence de niveaux à sépiolite et attapulgite dans les sédiments tertiaires de Galice (Espagne). *B.S.C.G. d'A.L.*, 1963, Tome XVI, fasc. 4.
300. J. M. Mabesoone. Tertiary and quaternary sediments in a part of the Duero basin, (Palencia), Spain. *Leidse Geol. Med.* 1959, Dl XXIV, p. 31-180, 48 fig.
301. F. Maciñeira. *Barès, puerto hispanico de la primitiva navegacion occidental.* Santiago de Compostella, 1947, Publ. du C.S.I.C., 433 pages.
302. F. Machado. Contribuçoes para o estudo da tectonica minhota. *A Terra,* 1933, fasc. 6 (Coimbra).
*302bis. M. Machado. O teclado minhote : *Alto Minho* (Viana de Castelo), n° 1, 1935, 6 pages.
303. J. Macpherson. Succesion estratigrafica de los terrenos arcaicos de España. *An. S.E. de H.N.*, 1883, tome XII, p. 341-378 (Galice, p. 358/367).
*304. J. Macpherson. Relacion entre la forma de las costas de la peninsula iberica, sus principales lineas de fractura, y el fondo de sus mares. *An. S.E. de H.N.*, 1886, tome XV, p. 155-164.
*305. J. Macpherson. Descripcion petrografica de los materiales arcaicos de Galicia. *An. S.E. de H.N.*, 1886, Tome XV,, p. 165-203.
306. J. Macpherson. Ensayo de historia evolutiva de la Peninsula iberica. *An. S.E. de H.N.*, 1901, tome 29, p. 123-165.
306bis. R. Maignien. *Contribution à l'étude du cuirassement des sols en Guinée française* (Thèse), 1958. *Mém.* n° 16 du *S.C.G. d'A.L.*, 239 pages.
— R. Maignien & *Al.*, v. H. Paquet, n° 375bis.
*307. L. Mallada. *Explicacion del mapa geologico de España.* 1911, Tome 7 et dernier (sistemas plioceno, diluvial, y aluvial). Galice, v. p. 144-145.
— Marcais & *Al.*, v. G. Choubert, n° 106.
— P. Marchal & *Al.*, v. M. Roubault, n° 430.
*308. R. Margalef. Comunidades bioticas de las aguas dulces del NW de España. *Publ. Inst. Biol. Aplic.*, 1955, p. 5-85 (v. notamment p. 26-30).
*309. R. Margalef. Oscilaciones del clima del NW de España registradas en los sedimentos de la ria de Vigo. « Zephyrus » 1956, tome VII, 5 pages.
*310. R. Margalef. Paleoecologia postglacial de la ria de Vigo. *Invest. Pesq*, 1956, tome V.

*311. R. Margalef. La sedimentacion organica y la vida en los fondos fangosos de la ria de Vigo. *Invest. Pesq.*, 1958, tome XI, p. 67-100.
*312. R. Margalef. Nuevos datos para el estudio de la historia de la ria de Vigo, desde la ultima glaciacion. *Mem. R. Ac. Cienc. y Artes de Barcelona.* III° epoca, n° 666, vol. 33, n° 2, 1959.
— Margat & *Al.*, v. G. Choubert, n° 106.
— G. Martin Cardoso & *Al.*, v. Instituto Geologico y Minero, n° 234, n° 235, n° 236.
312bis. J. L. Martin Vivaldi. Clays and clays minerals. *Est. Geol.*, 1955, p. 173-176; 1957, p. 305-321.
313. J. A. Martinez Alvarez. Nota sobre el Tertiaro de los alrededores de Grado (Oviedo, Asturias). *Speleon*, 1957, tome XIII, p. 111-115.
314. J. A. Martenez Alvarez. Nota sobre el hallazgo de depositos periglaciares en la montaña asturiana. *Speleon*, 1959, tome XV, p. 265-274.
— J. A. Martinez Alvarez & *Al.*, v. F. Hernandez Pacheco, n° 219.
— J. A. Martinez Alvarez & *Al.*, v. N. Llopis Llado, n° 286, n° 287.
*315. V. Masachs Alavedra. *El regimen de los rios peninsulares.* Barcelone, 1948, 400 pages.
*316. V. Masachs Alavedra. « El clima, las aguas » *in* : *Geografia de España y Portugal*, tome 2, 1954, p. 1-142 (Barcelone).
317. P. Mateo Gonzales. Pluviometria de Asturias. *Publ. n° 28, seria A (memorias) del Serv. Meteo. Nac. del Minist. del Aire*, 1956, p. 1-83.
318. P. Mateo Gonzales. Thermometria de Asturias. *Publ. n° 31, seria A (memorias) del Serv. Meteo. Nac. del Minist. del Aire*, 1959, 122 pages.
— F. Matias & *Al.*, v. F. Abecasis, n° 1.
*319. Ph. Matte. Sur la structure du Paléozoïque de la Sierra de Caurel (NW de l'Espagne). *C.R.S.S.G.F.*, 1963, fasc. 7, p. 243-245.
320. Medina. Sobre algunas seguidas en los analisis polinicos portugaliae. *Acta Biolog.*, seria B, 1949.
*321. J. Medus. *Contribution palynologique à la connaissance de la flore et de la végétation néogène de l'Ouest de l'Espagne : étude des « sédiments récents » de Galice.* Thèse 3e cycle, Montpellier 1965, 91 pages ronéo.
*322. J. Medus & H. Nonn. Premiers résultats d'analyses polliniques à Puentes de Garcia-Rodriguez (Galice, Espagne) et conclusions géomorphologiques qui en découlent. *C.R.A.S.*, 1963, tome 256, p. 1570-1572.
323. J. Menendez Amor. Las turberas del litoral oriental de Asturias. *Las Ciencias.* An. XV, 1950, Madrid, n° 4.
324. J. Menendez Amor. *La depresion caretana y sus vegetales fosiles. Caracteristicas fitopaleontologicas del Neogeno de Cerdaña española.* Mem. Real Ac Cienc. Exactas, Fis. y Nat. Tome 18, 1955.
325. J. Menendez Amor & F. Florschutz. Algunas noticias sobre el ambiante en que vivio el hombre durante en gran Interglaciar en dos zonas de ambas Castillas. *Est. Geol.*, 1959, vol. XV, p. 277-282.
*326. J. Menendez Amor & F. Florschutz. Contribucion al conocimiento de la historia de vegetacion en España durante el Cuaternario. Resultado de analisis palinologico de algunas series de turba, arcilla y otros sedimentos recogidos en los alrededores de : I. Puebla de Sanabria (Zamora). II. Buelna (Asturias). III. Vivero (Galicia), y en Levante. *Est. Geol.*, 1961, vol. XVII, p. 83-99 (v. aussi n° 161).
327. J. Menendez Amor & F. Florschutz. Un aspecto de la vegetacion en Europa meridional durante la ultima glaciacion y el Holoceno. *Com. Congrès INQUA*, 1961, p. 119.
— J. Menendez Amor & *Al.*, v. F. Florschutz, n° 161 et 162.
— J. Menendez Amor & *Al.*, v. H. de Vries, n° 528.
328. H. Mensching. Glacis, Fussfläche, Pediment. *Zeitschr. f. Geom.* 1958, tome XI, p. 165-186.
*329. H. Mensching. Die Rias der galicisch-asturischen Küste Spaniens. *Erdk.* 1961. Tome XV, p. 210-224.
330. A. Meynier. *Segala, Levezou, Châtaigneraie.* Thèse, 1931 (Aurillac) 490 pages.

331. A. Meynier. Quelques formes de relief périglaciaire en Bretagne. *Norois*, premier article : Bretagne Intérieure orientale 1958, p. 381-397; deuxième article : Bretagne Littorale, la baie de St-Brieuc, 1959, p. 5-18.

332. J. P. Michel. Contribution de la sédimentologie à la stratigraphie de l'Eocène inférieur dans le Sud-Est du Bassin Parisien. *C. R. S. S. G. F.* 1961, tome 3, p. 580-581. *Suivi de* « Observations à la note de J. P. M. » par A. Bonte (*C. R. S. S. G. F.* 1962, p. 268-269) et *réponse* aux observations de A. B. par l'auteur (*C. R. S. S. G. F.* 1963, p. 66-67).

333. M. Michel. *Quelques aperçus sur les manteaux de décomposition des roches cristallines dans les Andes vénézuéliennes de Merida.* Thèse de 3e cycle, Strasbourg 1963; dactyl.

334. G. Millot. *Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses.* (Thèse) Nancy, 1949, in : Geol. Appl. Prosp. Min. Tome 2, p. 1-352.

335. G. Millot. Héritage et néoformation dans la sédimentation argileuse. *XIXe congrès Geol. Intern. Alger*, 1952, p. 163-175.

336. G. Millot. Des cycles sédimentaires et de trois modes de sédimentation argileuse. *C. R. A. S.* 1957, tome 244, p. 2536-2539.

336bis. G. Millot. *Géologie des argiles, altération, sédimentologie, géochimie.* Masson 1964, 500 p., 75 fig., 12 planches, 15 tableaux.

337. G. Millot & P. Elouard, J. Lucas & M. Slansky. Une séquence sédimentaire et géochimique de minéraux argileux : montmorillonite, attapulgite, sépiolite. *Bul. Groupe Fr. Argiles* 1960, Tome 12, p. 77-83.

338. G. Millot, H. Radier & M. Bonifas. La sédimentation argileuse à attapulgite et montmorillonite. *B.S.G.F.* 1957, Tome VII, p. 425-433.

— G. Millot & *Al.* v. Th. Camez. N° 83.

— G. Millot & *Al.* v. G. Kulbicki. N° 257.

— G. Millot & *Al.* v. J. Lucas. N° 297.

— G. Millot & *Al.* v. M. Slansky. N° 467.

339. M. Montenegro de Andrade. Estudo polinico de algumas formaçoes turfolignitosas portuguesas. *Publ. Mus. Lab. Min. e Geol. Fac. Cienc. Porto* 1944, n° 37, 2° série, p. 5-11.

340. M. Montenegro de Andrade. Contribucion de analise polinica para o conhecimento do genero « Pinus » no Pleistocenico superior portugues. *B.S.G.P.* vol. IV, fasc. 3, 1945, p. 215-220.

341. M. Montenegro de Andrade. Alguns elementos para o estudo do terraço superior do rio Minho. *B. S. G. P.* 1945, vol. IV, fasc. p. 221-222.

342. Mortinho de Almeida & G. Zbyszewski (titre inconnu). *Com. S. G. P.* 1947, Tome 28, p. 13-105 et *Com. S. G. P.* 1949, p. 5-121.

*342bis. J. Mounier. La saison pluviométrique indigente dans les régions océaniques du NW de l'Europe (Bretagne et Galice). *Norois*, 1964, p. 261-282.

343. R. Musset. Notice sur la tectonique et le relief du Portugal du Nord. *B. S. G. et Min. Bretagne*, 1922, p. 32-38.

*344. A. Navarro Alvargonzales & J. del Valle de Lersundi. Bosquejo geologico de la mitad Norte de la Provincia de Pontevedra. *N. y C.* 1959, n° 53, p. 87-106, + 1 carte au 1/200 000.

345. Cotelo Neiva. Alguns aspectos erosivos dos granitos do Norte de Portugal. *Publ. Mus. Lab. Min. e Geol. Porto*, 1940, Tome XIV, 8 pages.

346. Cotelo Neiva. Contribuçao para o estudo da geoquimica da alteraçao dos granitos. *B. S. G. P.* 1942, vol. I, fasc. 3, p. 147-160.

347. Cotelo Neiva. A idade dos granitos do Macico hesperico. *B. S. G. P.* 1944, Tome XLI, fasc. 1-2.

— Cotelo Neiva & *Al.* v. O. Ribeiro. N° 420 et N° 421.

348. J. Nicolas. *Contribution à l'étude géologique et minéralogique de quelques gisements de kaolins bretons* (Thèse). Paris, 1957, 254 p.

349. H. Nonn. *La côte bretonne de St Cast à Dinard, étude de morphologie littorale.* D. E. S. Nancy (dactyl.), 109 pages, 14 pl. hors-texte. *Résumé in :* Morphologie du littoral breton entre St-Cast et Dinard, *Bull. C. O. E. C.* 1953, Tome 5, p. 30-46.

*350. H. Nonn. Contribution à l'étude des plages anciennes de Galice, (Espagne). *P. S. O.* 1958, fasc. 3, p. 257-267. *Traduit en espagnol* « Contribucion al estudio de las playas antiguas de Galicia, España ». *Trab. del Lab. Geol. de Lage* n° 8, *N. y C.* n° 50, 1958, p. 177-193.
*351. H. Nonn. Les dépôts de la « rasa » cantabrique dans sa partie occidentale (Galice, Espagne). *R. G. D.* 1960, n° 7-8-9, p. 97-105.
*352. H. Nonn. Los sedimentos antiguos de la ria de Arosa. Algunas conclusiones geomorfologicas. *Trab. Lab. Geol. de Lage,* n° 16, *N. y C.* 1964, n° 74, p. 143-155.
*353. H. Nonn & J. Medus. Primeros resultados de estudios geomorfologicos y palinologicos referentes a la cuenca de Puentes de Garcia-Rodriguez (Coruña, España). *Trab. Lab. Geol. de Lage n° 15, N. y C.* 1963, n° 71, p. 87-94.
*354. H. Nonn & J. Tricart. Etude d'une formation périglaciaire ancienne en Galice. *B.S.G.F.* 1960, Tome 2, p. 41-44.
— H. Nonn & *Al.* v. I. Asensio Amor. N° 17 et N° 18.
— H. Nonn & *Al.* v. G. Delibrias. N° 128bis.
— H. Nonn & *Al.* v. J. Lucas. N° 299.
— H. Nonn & *Al.* v. J. Medus. N° 322.
— H. Nonn & *Al.* v. M. Van Campo. N° 520bis.
354bis. J. S. Nossin. *Geomorphological aspects of the Pisuerga drainage area, in the Cantabrian mountains (Spain).* Thèse Leiden, 1959, 123 p.
355. F. Nussbaum & Gigax. La glaciation quaternaire dans la Cordillère cantabrique. *P. S. O.* 1952, p. 36-48.
356. L. Nys. Note relative au comportement des eaux météoriques sur les Hautes-Fagnes. *Bull. Mens. du C. Belg. d'Et. et Doc. des Eaux.* 1953, n° 39.
357. A. Oberlin, S. Henin & J. Pedro. Recherches sur l'altération expérimentale du granite par épuisement continu à l'eau. *C. R. A. S.* 1958, p. 200-208.
358. F. Oldfield. The coastal mudbed at Mouligna-Bidart and the age of the asturian industry in the Pays Basque. *Pollens et Spores* vol. 2, 1960, n° 1, p. 57-70.
359. F. Oldfield. Three pollen analysis from an interglacial mudbed on the foreshore near Biarritz (S. W. France). *Bull. Centre d'Et. et Rech. Scient. Biarritz,* 1960, Tome 3, fasc. I, p. 53-62.
360. C. D. Ollier. The Inselberge of Uganda. *Zeitschr. f. Geom.* n° sp. 1960, Tome IV, p. 43-52.
361. C. D. Ollier & W. G. Tuddenham. Inselbergs of central Australia. *Zeitschr. f. Geom.* 1961, Tome 4.
*362. R. Otero Pedrayo. *Paisajes y problemas geograficos de Galicia.* 1928, Madrid, 214 pages.
*363. R. Otero Pedrayo. Sobre la terraza orensana del Miño. *Res. Comm. Congrès I. N. Q. U. A.* 1957, p. 137-139.
*364. R. Otero Pedrayo. *Guia de Galicia.* s. d.
— R. Otero Pedrayo & *Al.* v. n° 487.
365. F. Ottmann. Sur la classification des côtes. *B. S. G. F.* 1962, Tome 4, p. 620-624.
366. Paganelli. Analisi pollinica del deposito pleistoceno di Gelara Bassa (Appennino Umbro Marchigiano). *Bol. Serv. Geol. It.* 1961, p. 257-278.
367. A. J. Pannekoek. Postorogenic history of mountain ranges. *Geol. Rundsch.* 1960, tome 50, p. 259-273.
*368. A. J. Pannekoek. The geomorphology of the surroundings of the ria de Arosa (Galicia, Spain). *Leidse Geol. Med.,* 1966.
— A. J. Pannekoek & W. J. Sluiter, v. Sluiter. N° 467bis.
369. W. Panzer. Brandungshöhlen und Brandungskehlen. *Erdk.* 1949, Tome 3, p. 29-41.
370. W. Panzer. Verwitterung-und Abtragungsformen im Granit von Hong Kong. *Sonderdrück aus Ergebnisse und Probleme moderner geographischer Forschung Hans Mortensen,* zu seinem 60. Geburtstag. *Abhandl. d. Akad. für Raumforsch. u. Landespl.* 1954, Bremen, Bd. 28, p. 41-60.
371. L. Papy & Gulada. *Le Portugal* (Arthaud). Coll. « Les beaux pays », 1935.
372. M. M. Paquereau. Documents palynologiques sur le littoral du Gurp à Depet (Gironde). *C. R. S. S. G. F.* 1961, p. 102-103.

372bis. M. M. Paquereau. Tourbes du début de l'Atlantique sur le littoral du Pin Sec (Gironde). *C. R. S. S. G. F.* 1962, p. 78-79.

373. M. M. Paquereau. Note préliminaire à l'étude palynologique des tourbieres de Mouthiers-sur-Boëme (Charentes). *C. R. S. S. G. F.* 1962, p. 266.

374. M. M. Paquereau & M. Schoeller. Quaternaire et Pliocène du Gurp (Gironde). *B. S. G. F.* 1959, Tome I, p. 79-83.

375. H. Paquet, R. Maignien & G. Millot. Les argiles des sols des régions tropicales semi-humides d'Afrique Occidentale. *B. S. C. G. d'A. L.* 1960, fasc. 4, p. 111-128.

376. M. Pardé. *Fleuves et rivières.* Paris (Colin), 2° édition, 1947, 224 pages.

*377. I. Parga Pondal. Arena monacitica de la ria de Arosa (Galicia). *An. Soc. Esp. Fis. & Quim.* 1935, Tome XXXIII, p. 466-469.

*378. I. Parga Pondal. Ensayo de clasificacion cronologica de los granitos gallegos. *Reseñas Cient. de S. E. de H. N.* 1935, Tome X, p. 27-34.

*379. I. Parga Pondal. Nota explicativa del mapa geologico de la parte N. W. de la Provincia de la Coruña (avec une carte géologique en couleurs au 1/400 000). *Trab. Labo. Geol. Lage n° 5, Leidse Geol. Med.* 1956. Dl. 21, p. 467-484. Résumé en anglais, p. 469-474.

*380. I. Parga Pondal. El relieve geografico y la erosion diferencial de los granitos en Galicia. *Trab. Lab. Geol. Lage n° 6,* publ. in. « *Homaxe a Ramon Otero Pedrayo* » 1958, p. 129-137 (Galaxia ed.).

*381. I. Parga Pondal. Observacion, interpretacion y problemas geologicos in Galicia. *Trab. Lab. Geol. Lage n° 9,* in *N. y C.* N° 59, 1960, 26 pages.

*382. I. Parga Pondal. Rocas y minerales de interes economico del macizo galaico. *Trab. Lab. Geol. Lage n° 14. in : Informacion comercial española,* 1963, p. 99-104.

*383. I. Parga Pondal. *Mapa petrografico estructural de Galicia.* 1963, au 1/400 000.

*383bis. I. Parga Pondal. *Mapa geologico de la Provincia de la Coruñia.* (Publ. Inst. geol. y. Min. de Esp.) 1964.

*384. I. Parga Pondal & J. Gomez de Llarena. Yacimientos fosiliferos en las pizarras metamorficas de Guntin (Lugo, Galicia). *Trab. Lab. Geol. Lage n° 13, in : B. S. E. de H. N.* (seccion geol.) 1963.

*384bis. I. Parga Pondal, P. Matte & R. Capdevila. Introduction à la géologie de l'« Ollo de Sapo », formation porphyroïde antésilurienne du N. W. de l'Espagne. *N. y C.* 1964, p. 119-153.

*385. I. Parga Pondal & J. Perez Mateos. Estudio de los mineralos accesorios de las rocas alteradas : I-El granito caolinisado de Lage. *N. y C.* 1952, n° 27, 31 pages.

*386. I. Parga Pondal & J. Perez Mateos. Los arenales costeros de Galicia. I. La ria de Lage. *Trab. Lab. Geol. Lage n° 2. in : A. E. F. V.* 1954, Tome XIII, n° 6, p. 483-513.

*387. I. Parga Pondal & J. Perez Mateos. Los arenales costeros de Galicia. II. La costa de Finisterre. *Trab. Lab. Geol. Lage n°* 4. *in : A. E. F. V.* 1956, Tome XV, n° 7-8, p. 1-37, + 10 pl. photos.

*388. I. Parga Pondal & J. Perez Mateos. Les côtes sablonneuses de Galice. *Inst. Fr. Petrole,* 1957, vol. XII, n° 4, p. 443-448.

*389. I. Parga Pondal & J. Perez Mateos. Mineralogia de las arenales costeras de N. Carballo, Vigo, Camariñas. *Res. Com. Congres I. N. Q. U. A.,* 1957.

*390. I. Parga Pondal & E. Torre Enciso. Sobre una relacion entre los tipos de disyuncion de los granitos gallegos y su historia geologico-tectonica. *Trab. Lab. Geol. Lage n°* 1, *in : N. y C.* N° 32, 1953, p. 3-31.

— I. Parga Pondal & *Al.* v. Instituto geologico y minero. N° 234, n° 235, n° 236, n° 237, n° 238 et n° 239.

391. G. Pedro. Nouvelles recherches sur l'influence des sels dans la désagrégation des roches. *C. R. A. S.* 1957; tome 244, p. 2822-2824.

392. G. Pedro. Mécanisme de la désagrégation du granite et de la lave de Volvic sous l'influence des sels de cristallisation. *C. R. A. S.* 1957, Tome 245, p. 333-335.

393. G. Pedro. Considérations sur une forme de l'altération des roches : l'arénisation. *C. R. A. S.* 1959; Tome 248, p. 993-996.

394. G. Pedro. Genèse des minéraux argileux par lessivage des roches cristallines au laboratoire. *Coll. C. N. R. S. sur la genèse et la synthèse des argiles.* 1961. Paris 3-6 juillet. Ed. C. N. R. S. 1962.
— G. Pedro & S. Henin. v. S. Henin. N° 203.
— G. Pedro & *Al.* v. A. Oberlin. N° 357.
395. J. Pelletier. *Le relief de la Sardaigne.* (thèse) Mem. & Doc. R. G. L. 1960, 484 pages, 115 fig. XXIII pl.
396. G. Pomerol. Présence de niveaux à sépiolite et attapulgite dans les formations de Ducy et de Mortefontaine (Bartonien moyen-Marinesien) à Crepy-en-Valois (Oise). *C. R. S. S. G. F.* 1963, p. 123-125.
397. A. Pons. Application de la méthode des diagrammes de dispersion symbolique à l'analyse pollinique. *Natur. Monspeliensia.* 1956, fasc. 8, série Bot., p. 177-188.
398. A. Pons. Les aspects biologiques des variations latérales en palynologie stratigraphique. *Natur. Monspeliensia,* 1961, fasc. 13, série Bot., p. 51-58.
399. A. Pons. *Contribution palynologique à l'étude de la flore et de la végétation pliocènes de la région rhodanienne.* Thèse Sc. Montpellier, 1964. *Publ. in Annales des Sc. Nat. botanique,* Tome 5, p. 499-722.
*400. J. de Porta. Bibliographia sobre el Cuaternario marino de las costas atlanticas de España. *Est. Geol.* 1957, n° 34, p. 153-165.
401. H. Poser. Boden und Klima Verhältnisse in Mitteleuropa während der Würmzeit. *Erdk.* 1948, Bd II, p. 53-68.
402. C. Prêcheur. Le littoral de la Manche de Ste-Adresse à Ault; étude morphologique. *Norois,* n° spécial 1960. 138 pages.
403. A. Prenant & H. Elhai. Présence et extension d'un niveau marin littoral interglaciaire sur la côte du Médoc. *B. S. G. F.* 1963, p. 495-507. Résumé *C. R. S. S. G. F.* 1963, p. 159.
*404. I. Quintero. Graptolites en la Provincia de Lugo. *N. y C.* n° 65, p. 61-82.
*405. D. Quiroga y Losada. Los robledales y pinares de las rias bajas de Galicia. *Montes,* 1952, Tome 8, n° 43, p. 5-10.
*406. F. Quiroga. Gneis y diabase del Valle del Miñor. (Pontevedra). *An. S. E. de H. N.* (*actas*) 1892, Tome 21, p. 98-102.
— H. Radier & *Al.* v. G. Millot. N° 338.
407. H. Raguin. *Géologie du granite.* Paris (Masson) 2° édition 1957, 275 pages.
408. R. Raynal. Quelques exemples de l'action du froid et de la neige sur les formes de relief au Maroc. *Notes Maroc.* Rabat 1952, n° 2, p. 14-18.
409. R. Raynal. Oscillations climatiques et évolution du relief au cours du Quaternaire. *Notes Maroc.* Rabat 1955, p. 10-14.
410. R. Raynal. Quelques aperçus sur l'existence et l'importance des phénomènes périglaciaires pré-würmiens au Maroc. *Coll. Liège : Le Périglaciaire pré-würmien* 1960.
411. R. Raynal. *Plaines et piedmonts du bassin de la Moulouya* (*Maroc oriental*). *Etude géomorphologique.* (thèse) 1961, 617 pages, 74 fig.
412. R. Raynal & J. Tricart. Comparaisons des grandes étapes morphogénétiques du Quaternaire dans le Midi Méditerranéen français et au Maroc. *B. S. G. F.* 1963, Tome V, p. 587-596; résumé in : *C. R. S. S. G. F.* 1963, p. 164.
— R. Raynal & *Al.* v. G. Choubert. N° 106.
— R. Raynal & *Al.* v. M. Gigout. N° 172.
— J. J. Reis de Carvalho & *Al.* v. F. Abecasis. N° 1.
413. G. Remenieras. *Eléments d'hydrologie appliquée.* Paris (Colin) 1959, 208 pages.
414. H. Remy. Flora und Fauna der villafrancienser Betten Villaroyas (Logroño, Spanien). *Eiszeitalter u. Gegenw.* 1958.
415. A. Revenga Carbonel. Contribucion al estudio de la hidrografia de la peninsula ibérica. *Est. Geogr.* mai 1959.
— A. Revenga Carbonel & *Al.* v. Dantin Cereceda. N° 127.
416. O. Riba. Sur le type de sédimentation du Tertiaire continental dans la partie W du Bassin de l'Ebre. *Geol. Rundsch.* 1955, vol. 43, p. 363-371.

417. O. Ribeiro. Problemas morfologicos do Maciço hesperico portugues. *Las Ciencias* 1940, Tome 6, n° 2, p. 315-336.
418. O. Ribeiro. *Portugal, o Mediterraneo e o Atlantico.* Coimbra 1945, 246 pages.
419. O. Ribeiro & M. Feio. Les dépôts de type « rañas » au Portugal. *Com. Congrès U. G. I. Lisbonne,* 1949, p. 152-159.
420. O. Ribeiro, C. Neiva & C. Teixeira. Depositos detriticos da bacia do Cavado. Nota preliminar. *B. S. G. P.* 1943, vol. III, fasc. 1-2, p. 87-94.
421. O. Ribeiro, C. Neiva & C. Teixeira. Depositos e niveis pliocenicos e quaternarios dos arredores do Porto : nota preliminar. *B. S. G. P.* 1943, vol. III, fasc. 1-2, p. 95-101.
*422. F. v. Richtofen. *Fuhrer für Forschungsreisende.* 1886, 745 pages, Berlin.
423. A. Rivière. Sur l'origine des argiles sédimentaires. *Comm. Congr. Geol. Int. Alger,* 1952, fasc. 18, p. 177-180.
— H. de la Roche & *Al.* v. M. Roubault. N° 430.
424. J. Roche. Détermination de l'âge absolu du gisement mésolithique de Moito de Sebastiao (Muge) - Portugal - par la méthode du C. 14. *Trab. de Antropol. e Etnol.* 1958, vol. XVI, fasc. 1-2.
425. A. Rondeau. Géomorphologie et géochimie (à propos de l'érosion différentielle en Corse). *B. A. G. F.* 1958, n° 271-272, p. 17-23.
426. A. Rondeau. Les « boules » du granite. *Zeitschr. f. Geom.* 1958, Bd 2, p. 210-229.
427. A. Rondeau. Corse et Bretagne : à propos du modelé granitique de la région de Trégastel (Côtes du Nord). *Norois,* 1958, fasc. V, p. 451-457.
428. A. Rondeau. *Recherches géomorphologiques en Corse.* (thèse) Paris, Colin, 1961, 586 pages, 60 photos, XXV planches hors-texte.
429. D. Rodas da Silva. Movimentos de bascula (?) da costa portuguesa. *VI° Congr. para Assoc. Port. para o Progr. Cienc.* 1943, p. 171-173.
430. M. Roubault, H. de la Roche, A. Godard & P. Marchal. Une méthode simple d'étude de la porosité des roches cristallines. *R. G. E.* 1961, fasc. 3, p. 223-233.
431. G. Rougerie. Un mode de dégagement probable de certains dômes cristallins. *C. R. A. S.* 1955, p. 240-243.
432. G. Rougerie. Latéritisation et pédogenèse intertropicales. *I. G.* 1959, fasc. 5, p. 199-205.
433. G. Rougerie. *Le façonnement actuel des modelés en Côte d'Ivoire forestière.* (thèse) Dakar, 1960. *Mem. I. F. A. N.* 542 pages, 134 fig., 92 photos.
434. G. Rougerie. Sur les versants en milieux tropicaux humides. (Bibliographie) *Zeitschr. f. Geom.* 1960, n° spec., p. 12-18.
435. G. Rougerie. Etude comparative de l'évacuation de la silice en milieux cristallins tropical humide et tempéré humide. Premiers résultats. *A. G.* 1961, fasc. I., p. 45-50.
436. G. Rougerie. Modelé et dynamique de savane en Guinée orientale. Recherches Africaines. *Etudes Guinéennes* 1961, Oct.-Déc., p. 24-50.
437. G. Rougerie & M. Lamotte. Les apports allochtones dans la genèse des cuirasses ferrugineuses. *R. G. D.* oct.-Nov.-Déc. 1962, p. 145-160.
438. J. Royo-Gomez. *El Mioceno continental iberico y su fauna malacologica.* Mem. Com. Invest. Paleont. y Prehist. Madrid 1922. Mem. 30.
438bis. J. Royo-Gomez. Le Tertiaire continental de Burgos. *XIV° Congr. geol. Int. Excurs. A 6 Madrid* 1926.
439. F. Ruellan. La décomposition du granite à biotite au Japon et en Corée, et les formes de modelé qui en résultent. *C. R. A. S.* 1931, Tome 193, p. 67-69.
440. B. P. Ruxton. Weathering and subsurface erosion in granite at the piedmont angle Balos, Sudan. *Geol. Mag.* 1958, p. 353-377.
441. B. P. Ruxton & L. Berry. Weathering of granite and associated features in Hong Kong. *Bull. Geol. Soc. Am.* 1957, p. 1263-1292.
442. B. P. Ruxton & L. Berry. The evolution of Hong Kong basin. *Zeitschr. f. Geom.* 1960, p. 97-115.
443. B. P. Ruxton & L. Berry. Weathering profils and geomorphic position on granite in two tropical regions. *R. G. D.* 1961, fasc. I, p. 16-31.

*444. E. Sainz-Amor. Granulometria y morfoscopia de arenas de la ria de Vigo. *Résumés Com. Congrès I. N. Q. U. A.*, 1957, p. 166.
*445. E. Sainz-Amor. Seriacion de los minerales pesados en una muestra profunda recogida en Guisar (Ria de Vigo). *Est. Geol.* Tome extraord. 1959, p. 329-333.
*446. E. Sainz-Amor. Estudio morfoscopico de los arenales de la Ria de Vigo. *Est. Geol.* 1960, Tome XVI, p. 35-42.
*447. E. Sainz-Amor. Estudio granulometrico de los arenales de la Ria de Vigo. *B. R. S. E. de H. N.* 1962, p. 77-92.
*448. E. Sainz-Amor & J. L. Amoros. Composicion mineralogica de las arenas de la Ria de Vigo. *B. R. S. E. de H. N.* 1962, n° 2, p. 177-194.
*449. F. Saiz, M. Lopez Benito & E. Anadon. Estudio hidrografico de la ria de Vigo. *Invest. Pesqu.* (Barcelone) 1957, Tome VIII, p. 29-87.
*450. M. San Miguel de la Camara. Estudio petrografico sobre algunas rocas de la ria de Vigo. *Ass. Esp. para Progr. Cienc. Barcelone* 1929, secc. Cienc. Nat., p. 147-152.
451. J. dos Santos Pereira. Notas relativas a quatro granitos transmontanos. *Publ. Mus. Lab. Min. e Geol. Fac. Cienc. Porto* 1953.
452. J. Sauvage & Ch. Violent. Note préliminaire sur l'analyse de quelques sédiments du Tage. *Com. Congrès I. N. Q. U. A.* 1961, Varsovie.
453. J. Sauvage, C. Chauviré & H. Gauthier. Etude palynologique des sables de la carrière Fournier à Chatillon-St-Jean (Drôme). *C. R. S. S. G. F.* 1962, p. 84-86.
J. Sauvage & H. Alimen. v. H. Alimen. N° 2.
— R. Schaeffer & J. Tricart. v. J. Tricart. N° 512.
*454. E. Scheu. Die Rias von Galicien. Ihr Werden und Vergehen. *Z. f. Erdk. zu Berlin.* 1913, p. 84-114 et 193-210.
455. P. Schmitt-Thome. Paläozoisches Grundgebirge und junges Deckgebirge im westlischen Zentralspanien (Provinz Salamanca und Casares). *Geotek. Forsch.* 1945, Tome 6; *trad. en espagnol* sous le titre : « Basamento paleozoico y cobertura moderna en la parte occidental de España central ». *in : Publ. Extran. sobre Geol. Esp.* Tome 5, 1950, p. 91-146.
456. A. Schou. Direction determining influence of the wind on shoreline simplification and coastal dune forms. *Com. Congrès U. G. I. Washington.* 1952, p. 370-373 (abstract of papers).
*457. G. Schultz. *Mapa petrografico del Reino de Galicia.* F. de la Torre lith. Madrid 1834.
*458. G. Schultz. *Descripcion geognostica del Reino de Galicia.* Collado impr. Madrid 1835, 52 pages.
*459. H. Schurtz. An der Riasküste Galiciens. *Deutsche Geogr. Blätter.* 1902 Hft I, p. 50-72.
*460. W. Semmelhack. Beitrage zur Klimatologie von Nord Spanien und Portugal. Die Niederschlagverhältnisse. *Archiv. Deutsch. Seewarte* 1910, 33e année n° 2, période 1861-1900.
*461. W. Semmelhack. Windverhältnisse an der Westküste der iberische Halbinsel. *Meteor. Zeitschr.* 1921. (Berlin).
462. W. Semmelhack. Niederschlagskarte der iberischen Halbinsel. 1932. *Annalen Hydr. u. Marit. Meteor. Deutsch. Seewarte*-période 1861-1900.
*463. J. Sermet. Terrasses fluviales du Miño et du Sil. *A. G.* 1943, p. 310-313.
*464. V. Serradilla Seco. El clima de Ponferrada, valle del Bierzo, (Leon) *Publ.* seria A *n° 32 del Serv. Meteo. Nac. Min. Aire;* dir. gener. de proteccion de vuelo) Madrid 1959, 43 pages.
— J. Sion. v. M. Sorre. N° 474.
*465. U. de Sitter. The development of the paleozoic in northwest Spain. *Geol. en Mijnbouw.* 1949, Tome II, n° 11. *Traduction* en espagnol sous le titre : « El desarrollo del Paleozoico en el Noroeste de España, *in Publ. Extranj. sobre Geol. Esp.* Tome V, 1950, p. 7-39.
466. C. Sittler. Stratigraphie palynologique du Miocène en France; analyses polliniques de différents gisements. (tiré à part ronéo) s. d.
— C. Sittler & *Al.* v. G. Choubert. N° 107.
467. M. Slansky, Th. Camez & G. Millot. Sédimentation argileuse et phosphatée au Dahomey. *B.S.G.F.* 1959, Tome I, p. 150-155.

467bis. W. J. Sluiter & A. J. Pannekoek. El Bierzo, étude sédimentologique et géomorphologique d'un bassin intra-montagneux dans le NW de l'Espagne. *Leidse Geol. Med.* Deel 30, 1964, p. 141-181.

468. J. Soares de Carvalho. Sur l'origine et l'âge pleistocène de quelques sables de l'Ouest du Portugal. *C. R. S. S. G. F.* 1951, fasc. 4.

469. J. Soares de Carvalho. Les minéraux lourds et la paléogéographie des dépôts du Pliocène du Portugal. *Mem. e Not.* 1954, n° 37, p. 61-67.

470. J. Soares de Carvalho. Sur la sédimentologie des dépôts crétacés de la région entre Vouga et Mondego et le grès de Buçaco (Portugal). *Mem. e Not.* 1955, vol. 38, p. 16-45.

471. J. Soares de Carvalho. Nouvelles observations sur la sédimentologie des dépôts plio-quaternaires de l'embouchure du Mondego. *Mem. e Not.* 1955, vol. 39, p. 13-25.

471bis. J. Soares de Carvalho. Areas do Gandara (Portugal). Uma formaçao eolica quaternaria. *An. Fac. Cienc. Porto.* 1964, Tome XLVI, p. 7-32.

— J. Soares de Carvalho & F. Firtion (v. 155bis).

*472. L. Sole Sabaris. *Geografia fisica de la peninsula iberica.* Tome I de la « *Geografia de España y Portugal.* 1951, 497 pages, 186 fig., 96 planches (Barcelone).

473. L. Sole Sabaris. Observaciones sobre la edad de la penillanura fundamental de la Meseta española en el sector de Zamora. *Breviora Geol. Ast.* 1958, n° 1-2, p. 3-8.

— L. Sole Sabaris & P. Birot. v. P. Birot. N° 57 et n° 58.

*474. M. Sorre. *Espagne. Portugal.* 2° partie du Tome VII de la « *Géographie Universelle* ». 1934, Paris, Colin, p. 69-228. (1° partie, p. 1-68, en collaboration avec J. Sion).

475. R. Stickel. Observaciones de morfologia glaciar en N. W. de España. *B. R. S. E. de H. N.* 1929, p. 297-313.

475bis. R. Stickel. Die geographischen Grundzuge NW Spaniens, enschliesslich von Altkastillen. *Verh. geo. Tag. Magdeburg* 1929, p. 147-154.

*476. H. Stille. Uber westmediterrane Gebirgszusammenhänge. *Beitr. z. Geol. d. westl. Mediterrangebiete,* n° 1, 1927. (Galice, notamment p. 50-51).

477. Straka. Uber einige Fortschritte der Sporen und Pollenforschung. *Geol. Rundsch.* 1962, p. 517-530.

478. C. Teixeira. Os movimentos hercinios na tectonica portuguesa. *B.S.G.P.*, 1942, fasc. 2.

*479. C. Teixeira. Tectonica plio-pleistocena do noroeste peninsular. *B.S.G.P.*, 1944, fasc. 1-2, p. 19-40.

*479bis. C. Teixeira. El Paleozoico iberico y los movimientos caledonianos y hercinianos. *Est.* Geogr., 1943, n° 13, p. 661-694.

480. C. Teixeira. Alguns aspectos do geologia dos granitos do Norte de Portugal. *Publ. S.G.P.*, 1945.

481. C. Teixeira. Essai sur la paléogéographie du littoral portugais au N du Vouga. *Revista « Petrus Nonius »*, Lisbonne 1946, p. 5-28.

481bis. C. Teixeira. Revisão da flora fosil de Azambuja. *B.M.L.M.G. Fac. Sc. Lisbonne,* 1946, n° 14, 4° série.

482. C. Teixeira. Les dépôts modernes du littoral portugais au Nord du Leiria. *B.S.G.P.*, 1948, fasc. 1-2, p. 83-94.

*483. C. Teixeira. Plages anciennes et terrasses fluviatiles du littoral du NW de la péninsule ibérique. *B.M.L.M.G. Fac. Cienc. Lisbonne,* 1949, n° 17, p. 33-48.

*484. C. Teixeira. Os terraços da parte portuguesa do Rio Minho. *Com. S.G.P. Lisbonne,* 1952, tome XXXIII, 29 pages, 15 pl. photos, 1 carte hors-texte.

485. C. Teixeira. Notas sobre la geologia do Portugal. O complexo xisto-grauvaquico anteordoviciano. Lisbonne, 1955 (*tiré à part*).

486. C. Teixeira. *Noticia explicativa da folha I-A : Valença. 1/50 000.* Lisbonne 1956, (Serv. Geol. Portugal), 16 pages.

— C. Teixeira & *Al.*, v. O. Ribeiro, n° 420 et 421.

— C. Teixeira & G. Zbyszewski, v. G. Zbyszewski, n° 540.

*487. M. de Teran. *España, geografia regional.* Tome 4 de la *Geografia de España y Portugal,* Barcelone 1958, 481 p. Galice, pages 7-92.

487bis. M. de Teran. Quelques aspects de la géographie des îles Canaries. *Rev. Geog. Lyon*, 1963, fasc. 3, p. 165-204.

488. O. Timmermann. Heterogene Flussläufe und asymetrische Einzugsgebiete der Flüsse am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges, als bedeutsame Merkmale für die Morphogenese. *Zeitsch. f. Geom.*, 1958, p. 63-84.

489. C. F. Torre de Asuncao. Rocas graniticas do Minho e do Douro : novos elementos para o seu conhecimento. *Serv. Geol. Port.*, Mem. n° 10, 1962, nova serie, Lisbonne, 77 pages.

490. C. F. Torre de Asuncao & J. Brak-Lamy. Granitos porfiroides do Minho (região de Paredes de Coura e de Monção). *B.S.G.P.*, 1953, vol. XI, p. 101-118.

*491. E. Torre Enciso. Contribucion al conocimiento morfologico y tectonico de la ria de la Coruña. *B.R.S.E. de H.N.*, 1954, p. 21-51.

*492. E. Torre Enciso. Estado actual del conocimiento de las rias gallegas. *Trab. Lab. Geol. Lage n° 7*, publ. *in* : libro en *Homaxe a Ramon Otero Pedrayo*, 1958, p. 237-250.

*493. E. Torre Enciso. Hallazgo de dos molares de mamut (Elephas primigenius) en una cantera de Bujan (Prov. de Lugo). *Trab. Lab. Geol. Lage n° 11*, publ. *in* : *N. y C.*, n° 65, 1962, p. 111-118.

— E. Torre Enciso & *Al.*, v. Instituto Geologico y Minero, n° 236, n° 237, n° 238, n° 239.

— E. Torre Enciso & I. Parga, v. I. Parga Pondal, n° 390.

494. J. Tricart. Etude sur le façonnement des galets marins. *Proceed Congr. Int. Sedim. Groningue*, 1951, p. 247-255.

495. J. Tricart. Les actions périglaciaires au Quaternaire récent dans les Alpes du Sud. *Actes Congr. INQUA*, 1953, tome 1-2, p. 189-197.

496. J. Tricart. Paléoclimats quaternaires et morphologie climatique dans le Midi méditerranéen. *Eiszeit. u. Gegenw.*, 1952, p. 172-188.

497. J. Tricart. *Carte des phénomènes périglaciaires quaternaires en France.* Mém. pour servir à l'explication de la Carte géologique détaillée de la France, 1956, p. 7-40.

498. J. Tricart. Comparaison entre les conditions de façonnement des lits fluviaux en zone tempérée et en zone tropicale. *C.R.A.S.*, 1957, tome 245, p. 555-557.

499. J. Tricart. Aspects et problèmes géomorphologiques du littoral occidental de la Côte-d'Ivoire. *Bull. I.F.A.N.*, 1957, tome 19, série A, n° 1, p. 1-20.

500. J. Tricart. Mise au point : l'évolution des versants. *I.G.*, 1957, p. 108-116.

501. J. Tricart. Mise au point : les variations quaternaires du niveau marin. *I.G.*, 1958, p. 100-104.

502. J. Tricart. Données pour l'utilisation paléogéographique des cailloutis. *Com. Congr. Int. Sedim.*, 1958, 10 pages (*in Eclogae Geol. Helv.*, 1958, vol. 51, n° 3, p. 784-795).

503. J. Tricart. Manifestations périglaciaires au Pleistocène ancien en France. *Coll. Liège : Le périglaciaire pré-würmien*, 1960, vol. 17.

504. J. Tricart. Les types de lits fluviaux. *I.G.*, 1960, p. 210-214.

505. J. Tricart. Le taux de concentration en quartz dans diverses formations glaciaires de Fennoscandie. *Géogr. Ann.*, 1960, p. 201-206.

506. J. Tricart. Désagrégation du granite par la cristallisation du sel marin. *Cahiers Océan.*, 1960, tome XII, p. 301-318.

507. J. Tricart. Caractères fondamentaux du système morphogénétique dans les pays tropicaux humides. *I.G.*, 1961, p. 155-169.

508. J. Tricart. Le modelé du Quadrilatero ferrifero - Sud de Bello Horizonte - Bresil. *A.G.*, 1961, p. 255-272.

509. J. Tricart. *Principes et méthodes de la géomorphologie.* Paris, Masson, 1965, 480 pages, 35 fig., 8 pl. h. t., 1 carte en couleurs.

510. J. Tricart & A. Cailleux. *Introduction à la géomorphologie climatique.* C.D.U. Paris, 1955, 228 pages.

511. J. Tricart & A. Cailleux. *Cours de Géomorphologie :* notamment :

— Géomorphologie des régions de plates-formes.

— Géomorphologie des régions sèches.

— Géomorphologie des régions chaudes.

— J. Tricart & A. Cailleux, v. A. Cailleux, n° 77.
— J. Tricart & H. Nonn, v. H. Nonn, n° 354.
512. J. Tricart & R. Schaeffer. L'indice d'émoussé des galets; moyen d'étude des systèmes d'érosion. *R.G.D.*, 1950, fasc. 4.
— Trujols Santona & *Al.*, v. M. Crusafont Pairo, n° 121.
*513. M. de Unamuno. *Andanzas y visiones españolas.* 7e éd. coll. Austral n° 160 (Espasa Calpe), 1959, 274 pages.
*514. H. Valentin. Die Küsten der Erde. Beiträge zur allgemeine und regionale Küstenmorphologie. *Pet. Mitt.*, 1952; Ergzh. n° 246, 118 pages, 1 carte.
*515. A. Valenzuela y Ozores. Memoria geognostica-agricola sobre la provincia de Pontevedra. *Mem. R. Acad. Cienc. Madrid*, 1856, tome 4, p. 1-114.
— P. Vallantin & *Al.*, v. A. Guilcher, n° 199.
516. M. Van Campo-Duplan. *Recherches sur la phylogénie des Abiétinés d'après leurs grains de pollen.* Trav. Lab. Forest. Toulouse, 1950, tome 2, 182 pages, 66 tableaux. (Thèse).
517. M. Van Campo & G. Aymonin. Le problème de l'histoire de la flore et de la végétation dans les Cévennes méridionales, vu sous l'angle de l'analyse pollinique. *Flora*, Bd 152, 1962, p. 679-688.
518. M. Van Campo & J. Bouchud. Flore accompagnant le squelette d'enfant moustérien découvert au Roc de Marsal, commune de Bugeu (Dordogne) et première étude de la faune du gisement. *C.R.A.S.*, 1962, tome 254, p. 897-899.
— M. Van Campo & G. Delibrias & H. Nonn (v. 128bis).
519. M. Van Campo & H. Elhaï. Intérêt géographique des analyses polliniques. *A. G.*, 1960, p. 337-354.
520. M. Van Campo & A. Leroi-Gourhan. Un paysage forestier rissien dans l'Yonne. *Bull. Soc. Botan. Fr.*, 1956, tome 103, p. 285-286.
*520bis. M. Van Campo & H. Nonn. Une remarquable séquence de végétation datant de la fin de l'époque würmienne dans un secteur côtier de la Galice sud-occidentale : *à paraître in Pollens et Spores.* 1966.
521. Vasconcelos Ferreira. Contribucão para o estudo petrografico dos granitos do Minho. *Mem. e Not.*, 1959, n° 47, p. 17-28.
— D. Vera Cruz & *Al.*, v. F. Abecasis, n° 1.
522. F. Verger. Sur le processus de colmatage des rivages de l'Anse de l'Aiguillon (Vendée). *C.R.A.S.*, 1955, p. 1970-1971.
523. F. Verger Quelques remarques sur la formation et le relief des schorres. *B.A.G.F.*, 1956, p. 146-156.
*524. Vidal Box. La peninsula d'El Grove. *B.R.S.E. de H.N.*, tome 33, p. 45-51.
*525. Vidal Box. Contribucion al conocimiento morfologico de las cuencas de los rios Sil y Miño. *B.R.S.E. de H.N.*, 1941, p. 121-153.
*526. M. G. Vietez & E. Vietez. Estudios sobre la variacion estacional de la composicion quimica de los pastos de los prados de la provincia de Pontevedra. *A.E.F.V.*, 1955, n° Jt-At et déc.
— M. G. Vietez & F. Bellot, v. F. Bellot, n° 36.
527. Vila Vilenti. « *Apendice* » à la « *Geografia de España y Portugal* », tome 2, 1954 (Barcelone), p. 273-285 (données numériques).
— Ch. Violent & J. Sauvage, v. J. Sauvage, n° 452.
— E. Visseaux & *Al.*, v. A. Guilcher, n° 195.
528. H. de Vries, F. Florschutz & J. Menendez Amor. Un diagramme pollinique simplifié d'une couche de « gyttja » située à Poueyferra près de Lourdes (Pyrénées centrales françaises), daté par C. 14. *Honinhl. Ned. Akad. v. Wetenschappen Amsterdam*, 1960, proceedings series B. 63, n° 4.
*529. J. von Raumer. Geologia del zocalo cristalino de la peninsula del Barbanza, cerca de Noya (La Coruña). *Trab. Lab. Geol. Lage n° 12 in : N. y C.*, n° 68, 1962, p. 171-180.
*530. P. Vosseler. Eiszeitstudien im NW Spanien. *Zeitsch. f. Gletscherk.*, 1931, tome 19, p. 89-104.
*531. P. Vosseler. Die Ausbildung und Zerstörung tertiärer Rumpflächen in Nord-Westen der iberischen Halbinsel. *Com. Congrès U.C.I. Paris*, 1931, vol. 2, p. 535-542.

532. R. Waters. Differential weathering and erosion of oldlands. *G.J.*, 1957, p. 503-509.
533. H. Wilhelmy. *Klimamorphologie der Massengesteine.* (Westermann, Brunschweig), 1958, 238 pages, 137 fig.
534. P. Woldstedt. *Das Eiszeitalter Grundlinien einer geologie des Quartärs.* (2e éd.). Stuttgart, 1. Bd, 1954, 374 pages. 2. Bd, 1958, 438 pages.
535. V. P. Zenkovitch. Fondements principaux d'une théorie sur la formation des structures d'accumulation dans la zone littorale. *Cahiers Océanogr.*, 1960, p. 162-183.
536. G. Zbyszewski. Contribution à l'étude du littoral quaternaire du Portugal. *Bull. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Cienc. do Porto,* 1940, tome XV, p. 1-50.
537. G. Zbyszewski. La classification du Paléolithique ancien et la chronologie du Quaternaire de Portugal en 1942, *B.S.G.P.*, 1943, vol. 2, p. 5-81.
538. G. Zbyszewski. Considération sur l'étude des sédiments sableux, son but et ses résultats. *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. da Fac. Cienc. do Porto,* 1943, XXIX, 2e série.
538bis. G. Zbyszewski. Une reconnaissance géologique de la région de Riomaior : l'âge des lignites du gisement de Espadanal. *Com. Serv. Geol. Port.*, 1943, T. XXIV, p. 3-21.
539. G. Zbyszewski. La notion classique de « flexure » et celle des déformations marginales. *B.S.G.P.*, 1945, vol. IV, p. 175-188.
539bis. G. Zbyszewski. Contribution à la connaissance du Pliocène portugais. *Com. S.G.P.*, 1949, p. 59-78.
*540. G. Zbyszewski & C. Teixeira. Le niveau quaternaire marin de 5-8 m du Portugal. *B.S.G.P.*, 1948, fasc. 1-2, p. 1-6.
— G. Zbyszewski & H. Breuil, v. H. Breuil, n° 68, n° 68b.
— G. Zbyszewski & Mortinho de Almeida, v. Mortinho de Almeida, n° 342.
541. F. Zeuner. *The pleistocene period* (Londres), 1959, 447 p.

INDEX DES NOMS DE LIEUX

Les noms sont classés dans l'ordre alphabétique; cependant, une certaine imprécision peut exister pour les noms que l'usage espagnol fait toujours précéder d'un article. Ces noms figurent de ce fait parfois sous l'article qui les précède, p. ex. : « El ». Pour les noms composés, l'ordre de classement retenu tient compte des termes majeurs, la particule « de » étant mise entre parenthèses. La fréquence des homonymes a conduit souvent à faire suivre le nom, et sa nature topographique, d'une localisation régionale.

Les abréviations suivantes ont été utilisées :

« Mte » = Mont, ou Haut de, plateau de...
« Pta » = Pointe, cap, promontoire.

A

Abad 391
Abadin 26
Abegondo 102
Abelan 255
Abelleira (Pta) 328
Aboal (rio) 242
Abres (ria de) 447
Abuin (rio) 148
Acebedo 243, 247
Achan 265
Acibal (Mte) 209, 212, 213 216, 235, 243, 246, 320
Adraño (rio) 155, 179
Aduana (plage) 326, 327
Agostin (banc) 336
Agra 115
Agrela (Mte) 209
Agro da Peña (Mte) 273
Agrobello 343
Agualada 162
Aguasantas 194 (note), 239, 241, 243
Agudelo 207
Agudo (Mte) 390, 391
Agueira (rochers) 338
Aguete 310
Aguillones (Pta) 395, 397, 399, 509, 510
Alba (rio) 305, 306
Albariña (rio) 174
Albarisa (Mte) 150, 154, 157, 178
Albelos 218
Albeos (San Juan) 203
Albijoy 133
Albite 127, 227
Alcabre 296
Alcayan (v. Braña Rubia)
Aldan (ria de) 296, 307-308, 311, 495, 505, 507, 510
Alen (rio) 194, 195, 241
Alfonsin (A° de) 194
Aljan 250
Allones (rio), 23, 51, 57, 136, 140, 162, 164, 165-166, 207, 465, 467, 496
Almigonde 86
Almofrey (rio) 239, 241, 242, 246
Alto (de) Adraña 181
Alto (de) Canderon 241
Alto Costado 264
Alto (de la) Cruz 153, 245
Alto (de) Cume 150
Alto (do) Foxo 393, 394
Alto (de la) Lagoa 423, 424
Alto (da) Mama 69
Alto (de la) Nueira 264
Alto (de) Penedo 153, 157
Alto Pereiro 262
Alto Pozas 264
Alto (del) Rocio 164
Ambroa 101
America (plage) 302, 303
Ancos (Mte) 104
Andeboa 130
Andra (Mte) 273
Anduriña (rio) 101
Angeles (Los) 176, 482
Angeriz 145
Anoas (Pta) 295
Años (rio de) 164
Ansean (rio de) 153
Antas 239, 241
Antela (lagune) 465
Antes 149
Anxelio (Mte) 134
Apparal 81
Arabejo 143 (note)
Aradoira (Pta) 295
Arantey 250, 254

Aranza 243
Arbo 202
Arca (Pta de) 430
Arca (baie) 433
Arcade 295
Arceo 130, 458
Arcoso (baie) 370
Arcoso (Mte) 414
Area (dans ria de Vivero) 444
Area Longa (plage, ria del Barquero) 408, **413-414**, 517
Ares (ria de) 20, 100, 108, 359, 365, **370-371**, 511, 514
Ares (localité) 358, 359, 370, 371
Arestino (A° de) 178
Argallo (Sierra de) 264
Arijon 147
Aris 271, 308
Armentera (rio) 271
Arnao (plage et pointe) 431, 436, 448, 474
Arnego 190, 191, 192 (note), 198, 199, 228, 230
Arnela (ria de Noya) 334, 336
Arnela (plage, Finisterre) 346
Arnoedo 247
Arnoya (rio) **201**, 202, 203
Aro (Mte) 21, 154, 155, 157, 159, 457, 497
Aro da Fonte das Bestas (Mte) 78, 125, 127
Arosa (ria de) 21, 25, 62, 63, 172, 187, 243, 271, 275, **315-330**, 470, 510, 515, 516, 518, 520
Arosa (île de) **327**, 329, 518, 519
Arosa (San Julian de) 329
Arteijo (rio et vallée) 136, 465, 496
Arteijo 136, 170
Arufe 250
Arzua 228
Aspera 445
Asueiro 190, 193
Atalaya 317
Atalaya (Pta) 401
Atios 25 (note), **251-254**
Aturela 102
Aucaral 373
Aumeiras 388
Avia (rio) 190, 193-195, 202
Avion (v. Faro de)

B

Baamonde 19, 26
Bafadoira 148
Bahiña 264
Bailadoira 360
Baiñas 153, 170
Bajoy (rio) 358, 365, 369
Balares (plage) 347
Baldayo 22, 347-348, **354-355**, 518
Baldranes 254
Balea 295
Baleo (rio del) 71, 72, 388, 389, 408, 412
Balsa (rio de la) 147
Balsada (rio) 420
Bandeira (Pta) 401
Bandeixa 369
Baño (baie d'El) 372
Banzas 177
Barbantiño (rio) 201, 202
Barbanza (Sierra de) 22, 177, **275-276**, 316, 330, 331, 335, 342, 466, 470, 482, 490, 505, 513
Barbanza (rio de la) 275, 330
Barbeira 149
Barbeira (rio) 148, 194, 242
Barben (rio de) 247
Barcala (rio) 150-151
Barces (rio) 102, 133, **134-135**, 140
Barciela 131, 132 (note)
Barcula (Mte) 134
Bares (Cap et port) 24, 58, 61, 63, 385, 388, 398, **403-405**, 413, 414, 509
Barquero (ria d'El) 19, 21, 26, 63, 388, **413-414**, 466, 514
Barquero (El) 26, 33
Barra (baie de la) 296, 297, 302
Barra (de l'Allones) **353-354**
Barra (de Ortigueira) 408, 519
Barragan (rio) 241, 242
Barrana 330
Barrañan 23, 167, 348, **349-350**, 352, 356, 482, 494, 511, 518
Barreiras (Mtes de las) 423
Barreiras (Mte de) 153, 155, 157
Barreiro 40
Barro 335, 517
Basadre 198
Basadros 198
Baseñas 244
Bastiagueiro (plage) 113, 361
Batan (rio) 127, 423
Baus (rio) 423, 424, 425
Baya (rochers) 333, 336
Bayo 21, 24, 157, 158, 164
Bayona 22, 62, 261, 264, 286, 293, 296, 297, 301 à 303, 508, 509, 513
Bazar 148
Beariz 195
Bedujos (Mtes de los) 133
Belelle (rio) 76, 100, 105
Belle (Mte) 370
Bello 192
Beluzo 273, 317, 330
Bembibre 145, 151, 206, 207
Benavente 132
Bendimon (rio) 178
Benquerencia 431
Beo (Pta) 346
Beo (plage) 347, 348
Berdia 172
Berducido 241
Bergando (Mte) 174
Bergantiños (pays de) 147, 161, 463, 467, 469, 491
Bergondo (localité) 359, 365, 369
Bergondo (roche) 20, 104, 108, **110-112**, 177, 365, 369, 491 493, 501, 502, 511
Bernardos 255

Berreo 131
Bertamirans 176, **216**, 223
Beseños (rio) 228
Betanzos (ria de) 20, 112, 359, **365-369**, 514, 515
Betanzos (localité) 39, 49, 365, 520
Bierzo **461**, 468
Bixadoira (Mte) 180
Blanco (Mte) 353
Boa (rio) 199
Bobia (Sierra de; Asturies) 425
Bocelo (Mte del) 198, 227
Boicalvo (rio de) 134
Boilouro 154
Boimorto (v. Santiago de)
Boiro 316
Boiro (Mte) 145, 151
Bordelle 102
Bormoyo 147
Bornalle (baie) 178, 334, 335
Borneiro (Mtes) 21, 162, 163, 164
Bouças (Portugal) 203
Bouzarmayor (Mtes de) 70, 76, 80
Bouza (Mte) 69
Bouza (Mte, Cuenca de Jallas) 151
Bouzas 295, 297, 300, 303
Braña (de) Alite 149
Braña (de) Boedo 69
Braña (de) Brandoñas 143
Braña (de) Crisco 170
Braña Grande 131
Braña (de) Landeira 174
Braña (de) Lagoa 101
Braña (de) Laxe 147
Brañas Longas 101
Braña (de) Marco Cornado 148, 150
Braña (de) Neira 232
Braña Pequeña 131
Braña Rubia **143-144**
Braña (de) San Saturnino 143 (note)
Brandelos (rio) 232, 235
Brandoñas 149, 153
Brandomil 153
Brañoso (Mte) 388, 408, 413, 414
Branza 228
Bravos (rio de) 386, 419
Brea (Tambre moyen) 173 (note)
Brea (Ulla supérieur) 198
Brea (ria de Pontevedra) 310
Breamo (Mte) 370
Bregua 135 (note), 171
Brenlla 147
Brens 341
Brens (rio de) 153
Briña (rio de la) 264, 265
Broño 150, 151
Budian 423
Budiño (Gandara de) 25 (note), **207-208**, **217-222**, 263, 460, 466, 476, 477, **478**, **486-487**
Buen Jesus 149
Bueu 307, 310, 314, 315, 505
Bugarin, 42, 43, 250
Buitra (Pta) 346, 348
Buño 162
Buño (Mte del) 77, 78, 80
Burela 26, 47, 429, 430, 433, **434**, **436-438**, 441, 474, **481**, 508, 510
Burgo (Ortigueira) 390
Burgueira 264
Burleo 334
Burres 228
Bustavade (Mte) 202
Bustelo (Mte) 74, 81
Busto (cap, Asturies) 29, 435, 436, 474
Buyo (Sierra del) 418, 421, 423, 437, 481, **486**, 494

C

Caaveiro (convento) 75
Cabalar (rio; affluent du Tambre) 77, 127, 133
Cabalar (Mte) 230, 232, 237, 245
Cabalar (plage) 408, 412
Cabaleiro (Mte) 427
Cabaleiros (rio de) 193
Cabaleiros (San Juan) 143, 173
Caballas (plage) 431
Caballo (plage; ria de Noya) 337, 518
Cabalo (Pta) 341
Cabanamoura (Mte) 150
Cabañas 100, 370
Cabañas (Cuenca de Jallas) 151
Cabarcos 27
Cabeceiro 131
Cabeiro (Mte) 194
Cabeiro (Pta) 333
Caberte 147
Cabeza (Sierra de la) 189, **191**
Cabo (rio de) 391
Cabra (rio de) 134
Cabral 31
Cabras (Pta de) 441
Cabreira 251
Cabreira (Pta) 329
Cabreiros (près de Roupar) **82**, **95**
Cachafeiro 230
Cacheiras 215
Caince 100
Calboa (coïdo de) 350
Caldas de Reyes (localité) 25, 207, 212, 213, 216, 233, 234, 320, 321, 463, 465, 466, 470
Caldas de Reyes (roche) 25, 32, 237, 271, **321-324**, 497, 500, 502, 503
Caldebarcas (Mte) 273
Caldelas 254
Caleria (baie) 412
Callobre 390
Callon (rio de) 112
Calvelle (Mte) 391
Calvelos 203
Calvo (Mte) 213
Camariñas (ria de) 22, 62, 283, **346-348**, 514, 515
Camba (localité) 191

Camba (valle de) 190, 198, 228, 490
Cambados 320, 328, 329
Camelle 59, 351, 352, 510
Caminha (Portugal) 291
Camouco (Pta) 370
Camoureda (Pta) 365
Campaiñas (Mte) 373
Campelo (Mte) 148, 161, 162
Campelo (plage) 307
Campelo (Pta; côte NW) 374
Campo (de) Arenal 374
Campo (de las) Cruces 237
Campo-Lameiro 234, 235, 242
Campo-Marzo (Mte) 232
Campo (de) Meda (Mte) 74, 81
Campo Torto 403, 405
Campon (Asturies) 435, 517
Campos y Salave 431
Camposancos 291, 292
Canabal (Pta) 359
Canabeira (Mte) 154
Cances (A° de) 167-168, 486
Cancho (Pta del) 408
Candelaria (Mte) 393
Candelaria (Pta) 19, 393, 397-399, 403, 405, 510
Candieiro (Mte) 76
Cando (Sierra del) 194
Canduas 164
Canelas (Pta) 313
Caneliñas 182, 340
Cangas (ria de Vigo) 268, 295, 298, 301-303, 307
Cangas de Foz 27, 433, 436-438, 441, 474, 481
Canido 295, 303
Cañiza (La) 190, 195, 202
Canlo (Mte) 401
Cañoles (Mte de los) 388
Cañon (rio de) 319
Cans 251, 253
Cans (rio de) 276
Cantallarana 104-107, 140, 373, 390, 435, 467, 474
Cantelle (Sierra de) 191
Cantera (Mte de la) 442
Cantiles de Cuadro 401, 403
Capariña 386
Capela 40, 49, 75
Capelada (Sierra de) 392-395, 412, 458, 490
Capilla de San Juan (Mte) 102, 133
Carabote 389
Carba (Mte) 69, 200, 419
Carballal 425
Carballas 215
Carballedo 193, 194 (note), 239, 241
Carballeira 330
Carballino 190, 191 à 193, 201, 202, 482
Carballo (localité) 23, 31 (note), 161, 162, 164, 464, 465
Carballo (rio) 423
Carballoso (rio) 216
Carbo (Mte) 457
Carboeiro (Mte) 273
Cardin (Mte) 202
Carenza 372
Careon (Sierra del) 125-127, 197, 227, 456, 490
Cariño 59, 398, 412, 413
Caritad (Asturies) 433, 436
Caritel 241
Carnota 179, 184, 340-341, 342, 473, 502, 518
Cariloño 135 (note)
Caroy 194
Carracedo 212, 214 à 216, 245, 466
Carracedo (Mte) 425
Carragal (lagune) 316, 338-339, 518
Carral 135 (note)
Carranco (Mte) 386, 419
Carrasqueira 325-326
Carreira (Pta) 19
Carril 318, 328
Carrio (Sierra de) 191, 198, 228
Carrocid 438
Cartarro (Asturies) 434
Carvaliza (Mte) 152
Carvallo (rio) 264, 265, 266
Casal 193
Casal (Budiño) 217, 218
Casalonga 215
Casares 390
Caselas (El Rosal) 265
Caselas (rio) 250, 253
Caselo 247
Castelo (Mte; S de Carballo) 145
Castelo (Mte; Cuenca de Jallas) 153
Castelo (Mte; entre Arosa et Noya) 274, 494
Castelo (Mte; Ulla moyen) 228, 243, 247
Castelo de Corzon (Mte) 154, 157, 159, 497
Castelo (Pta) 348
Castelo (rio de) 425
Castelo de Siete Fontes 319
Castelos de San Pelayo 254
Castillo de Sobroso (Mte) 247, 248, 250
Castiñeira 216
Castiñeira (Mte) 268-269, 294, 470, 505
Castoia (Mte) 190
Castoya (Mte) 427
Castoira (Mte) 174-176, 272, 458
Castrada (Sierra) 239, 241
Castrelo (Mte) 108
Castrelo de Vivero 444
Castrelos (Gandara de Vigo) 298
Castrillan (Mte) 81
Castrillon (Mte) 397
Castriños (Pta) 333
Castriz 146, 151
Castro 148
Castro (Mte) 150
Castro (rio; W de Puentes) 74, 75, 94, 100
Castro (rio; pays de Soneira), 152, 153, 165-167, 465
Castro (rio; affluent du Lerez) 193, 230
Castro (Pta del) 28, 442, 513
Castro Mayor 102, 133, 134
Castro de Vigo (Mte) 295
Castrobo 388

Castro Sevil (Mte) 213, 233, 237, 247, 320
Castro de Trelle (Mte) 199
Castropol (Asturies) 40, 49, 448
Castros (A° dos) 72
Castros (Pta de los) 428, 441, 509
Castrove (Mte) 207, 209, 213, 269-271, 306-308, 316, 320, 324, 331, 458, 470
Castro y Marzan 437
Catarol (Mte) 76, 101
Catasol (rio) 227
Catoira 318, 327, 517
Caurel (Sierra de) 30
Cavada 319
Cavado (rio; Portugal) 286
Cavelle (rio de) 241
Caxado (Mte) 74, 418, 457
Cayon 347, 348, 349-352, 482, 510, 518
Cebreiro 228, 232
Cecebre 117, 118
Cedeira (plage; Noya) 337
Cedeira (Mte) 134, 136-137, 142, 143, 458, 469
Cedeira (ria de) 19, 62, 104, 391, 409-410, 412, 463, 467, 509, 514, 515
Cedeira (localité) 393-395, 398, 409, 492, 501
Cee 341, 342
Cee (Pta) 341
Celas 135 (note), 171
Celo (Mte) 271, 306
Centiño (rio) 423
Cepeda 247
Cequiril 233-235, 245
Cerbo 393
Cerceda 134, 137
Cerceda (N Ulla supérieur) 228
Cerdedo 193, 194
Cerdido 394
Cernadas 178
Cerqueiras 274
Cerquido 218, 220
Cerro de Cova (Mte) 154
Cerros de Fragoso (Mtes) 266, 495
Cervo 440
Cesantes 247, 298-299, 301, 303, 304
Cesar 132 (note), 245
Cesuras 133
Cesuras (rio) 424
Chabrina (rio) 248
Chacin 150
Chaira (Mte) 194
Chamoselo (rio) 69, 70, 82-83
Chamor (Mte) 190, 192, 193, 228
Chan (Mte) 190, 194
Chan (de) Curro (Mte) 245, 320
Chan (de la) Gola (Mte) 295
Chan (de) Moiras (Mte) 190, 195
Chan (de) Quenlla (Mte) 245
Chan (de) Razo (Mte) 347, 348
Chan (do) Rey (Mte) 190, 202, 248
Chan (de) Salgueiron 232
Chanda Asmada (Mte) 318
Chandebrito (Mte) 266, 297, 495
Chandelore (Mte) 316, 324
Chanca (rio de) 271, 272
Chancelas 307
Chantada (localité et « surface ») 21, 190, 197, 200, 201, 458
Chao 370
Chapelina (Pta) 295
Chapurra 116-117, 359, 365
Chaves (rio de) 142, 154, 158, 177, 178
Chedas (rio) 228
Chirlateira (Pta) 403, 409
Chirteu (Pta del) 307
Chisea 273, 274, 317
Chomia (A° de) 173
Cicere 153
Cies (îles) 284, 294, 296, 301, 308, 507, 519
Cillero 444
Circes 232, 234
Cirro 359-360, 511, 518
Clemente (rio de) 153
Coba da Serpe (Sierra) 20, 69, 77-80, 125-127, 456
Cobelo 102
Cobo (rio) 421, 427, 440, 443, 481
Coco (Mte) 193
Codeceda 230, 232, 235
Coelleira (île) 21
Coidelos (Pta) 359
Coira 336, 337
Coirego (Mte) 193, 241
Coiro 137, 154
Coiros (rio de) 102
Coitelada (Pta) 372
Combarro 307
Comboa 243, 247
Con (A° del) 318
Con (Pta del) 303
Con de Navio (île) 329
Concepenido (Mte) 394
Condomiñas 409
Confurco 372
Cons 236
Corbeira (Pta) 27, 403, 406
Corbeira (Pta, ria de Vigo) 294
Corbeira (rio) 133
Corbera (Pta) 428, 431
Corcubion 62, 283, 341, 342
Cordal (Mte) 200
Coriscada (Sierra de la) 70-72, 74, 386, 388, 389, 394, 418, 466
Corme 347, 348, 508, 510
Cornado (Mte) 228
Coro (rio) 387, 481
Corogne (La; localité) 39, 49, 58, 61, 508, 510, 519
Corogne (ria de la) 62, 327, 348, 359, 361-365, 476, 507, 515
Corogne (roche) 24, 32, 33, 134, 136, 170-172, 491, 496 à 498, 500 à 502, 515, 509
Corral Grande 427, 438 (note)
Corredoiro 193
Corroño (rio de) 329, 330
Corrubelo (Mte) 264, 266

Corrucho (Mte) 321, 323
Cortegada 203
Cortes (Pta) 295
Cortizos (los) 236
Corujeiro 295
Corzan (rio de) 142, 150, 174, 176, 272
Corzon (Mte) 21
Costa dos Cotos (Mte) 194
Costa Xuncos 403
Costoira (Mte) v. Castoira
Coto (da) Conta (Mte) 238
Coto (de) Eira (Mte) 195
Coto Fincoba (Mte) 394
Coto (de) Gaiteros (Mte) 75
Coto (de) Gallos (Mte) 241
Coto (de) Novelle (Mte) 201
Coto Peon (Mte) 386
Coto (de) Quintas (Mte) 69
Coto (de) Rey (Mte) 373
Coto Roca (Mte) 71, 386, 388
Coto (da) Roca (Mte) 74
Coto (de) Valdeinfiernas (Mte) 419, 427
Coto (de) Vela (Mte) 245
Coto Vello (Mte) 192, 230
Coto Vilariño (Mte) 386
Coto (de) Zobra (Mte) 192
Cotobad (Tierra de) 187, 239
Coton (Mte) 162
Coton do Marco (Mte) 162
Cotoril (Mte) 136
Couceiro 166
Couso 147
Couso (Pta) 308
Couso (rio de) 194
Couso (Mte; cuenca de Jallas) 147, 148
Couso (Mte; ria de Aldan) 307
Couteiro (Mte) 419
Couto (rio) 154-157
Couto de Arriba 324
Couxo 266
Couxo (Mte) 264
Covas (plage) 386, 443, 445
Covelo 243
Cristinade 256
Croa (Mte) 152, 153
Croya (Mte) 409
Cruces 20, 198, 228, 230
Cruido 334
Cruz (Cabo; ria de Arosa) 316, 319
Cruz (de la, Mte) 152, 153, 155, 162
Cruz (Pta, ria de Ares) 360, 370
Cruz de Cabral 153, 157
Cruz d'Outeiro 150
Cuadramon (Mte) 423, 489
Cubela (rio) 195
Cuesta de Agar (Mte) 154
Cuesta das Peñas 152, 153, 157, 162
Cuesta de Vilar 147
Cuñas 243
Cunchada 291
Cuño (coïdo de) 348, 350-351, 482, 511
Cundins 164, 166
Cundins (rio de) 164
Cuntis 207, 212, 213, 237, 245, 320, 463, 465, 466, 470, 496
Curantes (rio de) 232
Curras (Mte; Pontevedra) 307, 310, 495
Curras (Mte; Arosa) 319, 321, 322-323, 502
Curras de Abajo 147
Curro Novo (Mte) 196
Curruxeiro (Mte) 419

D

Debesa 431
Dejo (Santa Maria de) 358, 385
Delgados (bancs) 376
Dena (localité et Empalme) 324-326, 328, 476, 515
Deo (rio) 77
Deva (rio) 195, 202
Devesa 271, 273, 274, 317
Devesa (barranco de la) 276
Deza (rio de) 190, 191, 199, 232, 236
Deza (Tierra de) 190, 191, 198, 228, 490
Doade (rio) 194
Dodro 228, 317, 318
Donas 264, 265
Doñas (rio de) 150, 175, 178
Doñiños (baie) 372, 373, 374, 376
Dorca (A° de) 134, 135
Dormea 127
Dorna 234
Dorron (rio de) 310
Dozaus (Mte de los) 70
Dubra (rio) 54, 56, 145

E

Eido 194
Eira (Mte) 187, 190, 194, 241
El Balon (Mte) 104
El Bocelo (Mte) 125-127
El Burgo 113, 359, 361, 362
El Cabo (Pta) 334
El Pasaje 362, 363
El Pindo 340, 343
El Puntal 448
El Son 334, 335, 336, 339, 341
El Vado 294, 302, 329
Elmo (cap) 307, 313
Engaño (baie de) 336
Enja (Mte) 275, 276
Entienza 250
Entrecruces 143 (note), 145, 146, 173, 208
Eo (rio) 50-57, 428, 435, 438-440, 517, 520
Ermelo (Mte) 268, 269
Ermitas (A° de las) 194, 195, 241 (note), 242
Erviñou 143
Escaris (plage) 330
Esclavitud (la) 244

Escurelo (Mte) 198
Escusa (Mte) 269, 271
Esfarrapa 135 (note)
Esmorode 148
Espasante (rio de) 386, 388, 398, 410, 413
Espesante (Mte) 179
Espiga (Mte, Portugal) 283, 291
Espiñaredo 86
Espiñerido (plage) 339
Espiñeira (Mte) 43, **173**, 176, 209, 215, 258, 266
Espiñeira 43, 434, 445, 446, 517
Espino (Mte) 69
Estaca (v. Bares)
Estacas 241
Estacas (rio de) 194
Esteiro (ria de Cedeira) 395, 409
Esteiro (ria de Ortigueira) 412
Esteiro (entre Muros et Lage) 347
Esteiro (ria de Noya) 335, **338**, 515, 518
Esternande (rio de) 147
Estivada (Mte de la) 154, 155, 179
Estrada (la) 215, 233, 245
Estrecho de Rande 63, 268, 294, **295**, 301, 303, 304, 509
Eume (rio) **51-57**, 75, 76, 81, 82, 86, **94**, 103, 358, 359, 370, 371, 420, 467, 469, 494
Exameada (Mte) 127
Ezaro (ria de) 180-182, 336, 338, **340-341**, 342, 472, 503, 519

F

Facho (Mte; massif de La Grova) 283, 286, 287
Facho (Mte; cap Finisterre) 345
Fajilda (Pta) 313
Faloso (rio) 195
Faladora (Sierra de la) 21, **70-74**, 386, 394, 419, 420, 466, 490
Faramontoas 195
Farelo (Sierra del) 189, **191**, 198
Faro (Mte; domaine cantabrique) 388, 414
Faro (Pta del) 443
Faro (Sierra del) 189, 190, **191-192**, 198, 469
Faro de Avion (Mte) 187, 190, **194-196**, 201, 202
Faro de Budiño (Mte) 209, 215, 219, 220, **249-254**, 496, 500
Faro de Domayo (Mte) **268-269**, 294, 295, 470
Faro de Vimianzo (Mte) 164, 165, 495
Fazouro 430, 442
Ferreira 107, 390
Ferreira (Bergantiños) 162
Ferreira (Valle de Oro) 424
Ferreira (Valle de Salvatierra) 254
Ferreira (Mte de) 100
Ferreira (Mte; ria de Vigo) 295
Ferreira (rio) 213
Ferreiras (rio de las) 100
Ferreiros 318
Ferro (Mte) 296, 301, 302, 508
Ferrol (Le) 372
Ferrol (ria du) 20, 24, 62, 100, 104, 359, **371-372**, 507, 514
Ferruxeda (Pta) 374
Festinanzos (Pta) 306
Fians (Mte de) 245
Fianteira **325-326**, 476, 515
Figueroa 412, 517
Finisterre (Cap) 22, 24, 31, 39, 49, 58, 61, 206, 333, 340, **342**, **345-346**, 482, 507, 508, 509, 510, 520
Fiopans 151
Fojo (Sierra de) 202
Foloso (rio) 196
Fomento (plage) 413
Fontanes 234
Fontao (rio de) 102
Fontardion (Mte) 70, 76, 457
Fonteblanca (Mte) 230
Fontecoba (Mte) 174
Fontefria (Mte) 271, 316, 324
Fonteiños (Mte) 386
Fontela (Mte) 373
Forca (Mte) 391
Forcada (Mte) 179
Forcadas (rio de las) 409
Forcados (Mtes de los) 276
Forcadouro (Sierra) 200
Formigueira 194
Forgoselo (Sierra de) **75**, **76**, 86, 108, 490
Fornelos 164
Fornelos de Montes (Mte) 241
Fornos 150
Fouciño (Pta) 443
Foxo de Galgueira (Mte) 427
Foz (localité) 27, 47, 63, 428, 430, 431, 437, 516
Foz (ria de) 27, 28 (note), 425, 431, 434, **442**, **445-446**, 514, 516, 518, 519
Fracha (Mte) 209, 216, 243, **246-247**, 294, 470
Fradegas (balneario de) 198
Fraga (Mte) 273
Fraga (rio) 235, 242
Fraga (rio de) 268, 269
Fragacha 81, 82
Fragas 235, 242
Fragoso 242
Fragoso (Valle de) 266, **297**
Fragoso (rio de) 267
Fraguela 394
Fraile (Mte) 408
Fraile (Pta del) 413
Francelos 135, **137-141**
Francoy (Mte) 391
Fray-Bermuz (rio de) 21, 76, 78
Freijeiro 236, 244
Frejulfe 433
Frouceiro (Mte) 427
Frouxeira (plage) 20, 103, 104, 357, 373, 405, 410, 509
Frouxeira (Pta) 373, 374, 403, 406
Fuente Ribeira 172
Fuentes Rosas 234
Fulgueira (rio) 390
Furelos (rio) 127, 198
Furna (rio de la) 265

G

Gabeira (Pta) 401, 406
Gabeiras (îles) 376
Gajate 241
Galiñeiro (Sierra del) 21, 202, 209, 215, 220, 249, **261-263**, 266, 267, 297, 457, 466, 497
Galiñeiro (Mte, versant cantabrique) 388, 414
Gallegos 132, 476
Galleiro (Mte) 190, 202, 209, 243, **247**, 466, 470
Gallo (rio) 213, 233, 235, 244, 245
Gandan (rio de) 228
Gandara (La) 131
Gandara (baie de la) 371
Gandara (A° de la) **167-168**, 486
Gandara de San Blas 255
Gandaras (Mte de las) 133
Gandario 369
Gandario (Pta de) 360, 365
Ganzo (rio) 248
Gargallones 242
Garita (Mte) 100
Gende 194
Germade 82
Gesteiras (Mte) 209, 212-213, 216, 233, **243-245**, 320, 466, 470
Gestosa (rio de la) 419
Gestoso 386
Gibraltar (Galice) 442
Gijon (Asturies) 45, 46
Ginzo 246
Gistral (Sierra de) 418-421, 423, **424-426**, 457, 464, 465, 469, 490
Goa (Mte) 69, 81
Goban (Mte de) 442
Goiriz 26
Golfin (Pta) 374
Golada (La) 191 (note), 228, 230
Golmeiro (Mte) 391
Gondomar 297
Gondomil (Portugal) 253
Gondrachan 255
Gontan 26
Govia (rio) 102
Gradoy (Mte) 100, 389, 390
Graña 194
Graña (baie de la) 372
Graña (Mte de la) 127
Grañas 71
Granda 434
Grandal (rio) 419, 420, 421
Grande (rio, de Jubia) 74, 100, 104, 105, 359, 371-372, 391
Grande (rio, pays de Bergantiños) 145, 146
Grande (rio, pays de Soneira) 152-153, 162, **165-166**
Grayal (Mte) 276
Grijo (rio de) 213
Grijoa 174
Grova (rio de la) 265
Grova (Sierra de la) **263-266**, 284, 287, 331, 397, 457, 458, 490, 495 (note)
Grove 27, 325, 326, 328, 476, 519
Grove (tombolo) 63, **328-329**, 519
Guardia (La; localité et « rasa ») 40, 49, 62, 265, **283-284, 286-287**, 296, 433, 464, 470, 471, 473, 510, 517
Guia (La) 21
Guia (Pta de la) 295, 301, 303
Guillade 248
Guittiriz (localité) 69, 77, 80, **95-96**, 197, 200, 420, 456, 469, 490
Guittiriz (roche) 27, 33
Gulanes 256
Guriscada (Mte) 419
Guttin (rio de) 394, 395

H

Herbide 262
Herbon-Padron 43
Hermida (Mte Xalo) 134, 135, 171, 172
Hermida (haut-Ulla) 198
Herminia (Pta) 361
Home (Cap del) 296, 301, 307, 308, 507, 509
Hortiña 373, 374

I

Imo 317
Insua (vallée de l'Ulla) 232, 234
Insua (vallée du Verdugo) 242
Insua (île, Portugal) 291, 292
Insua (Pta) 341, 343, 348, 473
Insua de Fora (île) 350
Invernes 81
Irijoa 40, 49
Iso (rio) 130

J

Jallas (rio et « cuenca ») 51, 57, 142, 146, **148 à 150, 152 à 155**, 176, **180-184**, 202, 238, 331, 342, 344, 466, 467, 472, 490, 505
Jallas (roche) v. Pindo
Jallas (A° de) 176
Javariz 420, 421, 426
Jerila (Mte de la) 393
Jesto 154
Jiesta (rio) 194 (note)
Jove 427, 440
Juanceda 129, 130 (note), 133
Jubia 103, 108, 357, 373
Jucarelos 236
Junco (rio) 421, 427, 443
Juno 275
Juno (lagune) 339
Junquera-Salinas (ria de Vigo) 294, 295
Junquera de Pontevedra 305
Junquera de Vivero 388, 445
Justanes 247

L

Labacolla 228
Laboreiro (Sierra) 202
Labosende 195
Labrada (rio de) (sierras du NW) 78
Labrada (haut Miño) 200
Labrada (rio de; sierra de Gistral) 423
Labradores 111, **117**, **118**, 517
Ladra (rio) 69, 200
Ladrido (baie; ria de) 390, 408, 412, 413
Ladrido (Mte) 319
Ladroil (rio) 69, 77
Lage (localité et ria de) 162, **347**, 508, 509, 510, 514
Lage (plage de) 347, **352-353**
Lage (localité; sierra del Suido) 194
Lago (ria de Aldan) 314
Lago (côte cantabrique) 443
Lagoa (Mte de; Tierra de Montes) 192
Lagoa (Mte; domaine cantabrique) 27, 373, 374, 482
Lagoina 297, 298
Lalin 24, 190, 192 (note), 482
Lama (pays de Puente Caldelas) 243
Lama (pays de Vivero) 427
Lamaceo 440, 517
Lamas (bassin de l'Ulla) 237
Lamas (bassin de l'Umia) 213
Lamas (domaine cantabrique) 419
Lambre (rio) 76, 77, 108, 365
Lambruxo (rio) 76
Lampon 275
Lañas (rio) 228, 232, 234, 235
Landoeiras (A° de) 78
Landro (rio) 26, 418, 419, 421, 443
Langosteira (Pta) 348, 351
Langueiron 167
Lans 230
Lanzada (La) 313, 314, 322, **326-327**, 328, 502, 503, 511, 517, 518
Laracha 23, 161, **165**, 463
Larada (Pta) 340
Laurido (Mte) 164
Lavadoira (Pta) 365
Laxe Brava (Pta) 341
Laxiñas (bancs) 376
Layas 203
Leduzo (Mte) 167
Leiloyo 167
Leirado (rio) 254
Leiros (Mte) 133
Leis 25, 346
Lejoso (rio) 424, 429, 438, 481
Lenguelle (rio) 128, 131, 143, 172, 173, 176
Lens (Pta) 341, 343
Leobalde 173
Lerez (rio) **50-57**, 187, 192, 193, 197, 230, 232, **234-235**, 238 à 239, 241, 246, 305-306, 310, 315, 456, 467, 515, 517, 520
Limens 295, 296, 302, 507
Limo (Mte del) 397, 401
Limo (Pta del) 395, 401, 403
Liñares (Mtes de Oleron-Muralla) 274
Liñares (E du rio Sor) 386
Liñares (rio de) 230, 233, 245
Linera (baie) 448
Lieiro (ria de) 443
Lioira 317
Lires (ria de) 348, 351, 353, 519
Llanada 230
Llangosteira (plage) 346, 351, 352
Llano de la Jandra 341
Llano de Tenon 386, 419
Llano de Xoiso 421
Llanos de Barbanza 275, 276
Loba (Sierra de la) 21, 69, **76-78**, 80, 125-127, 200, 456
Lobeira (Mte) 319, 320
Lobeira (rochers) 341
Lobeiras 26
Lobeiras (rio) 108
Lodeiro 388
Loira 315, 512
Loira (Mte) 306
Loira (rio de) 201
Loma de Martino (Mte) 386
Lomba de Pozas (Mte) 273
Lorenzana (localité; Valle de) 423, 424, 425, 427
Louredo 216
Loureiro 193, 194
Loureiro (rio) 50, 100
Lourido 306
Lourido (plage) 346
Lourido (Mte) 302
Lourido (rio) 395, 412
Louridos (Pta) **349-351**, 510
Lourizan (Pta) 305
Louro (Mte) 333, 334, 336, 340, 343, 374
Louro (« rasa » du Mte) **343-344**, 433, 471, 473, 517
Louro (plage et baie) 339, 518
Louro (plage; ria de Noya) 334
Louro (rio; bassin de Tuy) 207, 209, 216, 217, 220, 248, 253, 254
Louro (rio; Mte Gesteiras) 213
Louro (rio; ria de Arosa) 318
Lousada 372
Lousado (Mte) 264, 265
Lousame 273
Lousido (Mte) 399
Lovagueira (rio) 193
Luama (Mte) 408, 412
Luarca (Asturies) 29, 47, 430, 432, 436, 516
Lucil 177
Lugo (localité, bassin de) 24, 29, 32, 40-49, 54-55, 69, 76, 86, 125, 200, 420, 425, 457, 465, 467
Lugo (roche) 27
Lume de Souso (Mte) 162

M

Maceda 465
Maceiro (rio de) 268, 517
Macide (Tierra de) 190, **201-202**

Maciñeira (rio) 75, 76, 86
Madoira 297, 298
Maeda (Mte) 399, 401
Magdalena (Mte) 307
Magros (rio) 193
Maledo (Mte) 178
Mallon 153
Malpica 21, 32, 167, 347, 348, 349, 356, 365, 508, 509, 511
Malvas 265
Mama (Mte de la) 193
Mamoa (La) 203
Mandeo (rio) 51, 76, 77, 102, 104, 108, 127, 357-359, 464, 520
Manesas (rio) 234
Manle (rio de) 272
Manin 311, 314
Mar do Fora (plage) 346, 352
Marajon (Mte) 373
Marban (Mte de) 100
Marcelle 150
Marco del Peon (Mte) 77, 78, 80
Marcofan (Mte) 193
Marin 307, 310, 509
Mariña 271
Mariñas (Pays ou Golfe des) 70, 108-109, 110, 357, 385, 391, 463, 467, 469, 491
Maroñas (rio) 150, 154
Marrun (Mte) 74
Maruzo (rio) 128
Marzan 29
Marzo 173
Marzoa 129
Masanteo (Mte) 412
Masma (rio) 51, 423, 426, 435, 438-439, 517
Matama 267
Matanza (Mte) 159
Mayor (rio; ria de Noya) 178, 338
Mayor (rio; côte cantabrique) 389
Mazaricos 21, 31, 154, 158
Mazaricos (rio) 154, 157
Mazuran 247
Mean (Mte) 343
Meaño 324, 326
Meaños 153
Meda (Mte; massif du Mte Cedeira) 136
Meda (Mte; S de Santiago) 233, 236, 237, 243-245, 470
Medin 102
Medoña (Mte) 179
Meira (Sierra de) 200, 424
Meirama 137-141, 460, 462, 464, 466, 477
Meiras 115-117
Meismadela (Mte) 273, 274
Melgaço (Portugal) 203, 204, 254
Mellid 127, 230, 490
Melon 202
Mencide 29
Mendo (rio) 102, 365, 469
Menduiña (Mte) 307 (+ note)
Mera (ria de la Corogne) 115-116, 133, 359, 360, 361, 476, 477, 515
Mera (baie de; Ortigueira) 390, 394, 412, 413
Mera (rio de; Ortigueira) 74, 100, 389, 390, 410, 467, 469
Mera (rio; affluent du Tambre) 228
Merced (baie de la) 329, 330
Merceira (Pta) 26
Mercurin 134
Mercurin (Mte) 134
Merejo 352
Mero (rio) 102, 111-112, 117-118, 359, 361, 476, 516, 517
Merouzas (Mte) 273
Mesia 129, 133
Meson del Viento 133, 134
Mestas (rio das) 50, 391, 394, 395, 409
Minas (Mtes de las) 228
Miñatos (rio) 102, 365
Miño, ou Minho, (rio et vallée) 51-57, 189-191, 197, 199-203, 218, 220, 237, 254, 261, 264, 265, 420, 464, 467, 469, 471, 472, 473, 480, 516, 517, 519
Miño (estuaire) 283, 284, 291-292, 507, 514, 517
Miñor (Valle del) 261, 263, 264, 266, 297-298, 509
Mirador (Sierra del) 200
Miranda (Mte) 397
Miro (rio de) 146
Misela (banc de la) 336, 337
Mixirica (Pta) 348
Moa (La; Sierra del Pindo) 155, 179-183
Moa (Pta) 311, 313, 314
Moaña 295, 298, 301, 302, 303
Moares (rio de) 272
Modias (Pta) 360
Moeche 100, 107, 390, 391
Moimentos 390
Moledo (Portugal) 291
Moledo (plage) 431
Molino 275
Molino (Pta del) 295
Molinos (rio dos) 77, 127
Monçaô (Portugal) 203, 204, 254
Mondariz 242, 247, 248
Mondariz (rio) 108
Mondigo (Mte) 428-429, 431, 438, 493
Mondoñedo 26, 30, 31, 423 à 426, 447, 482
Montecalvo (Mte) 74
Montevello (Mte) 102, 133
Montevos 179
Monforte de Lemos (localité et bassin) 21, 30, 86, 199, 200, 201, 460, 465
Monseiban (Mte) 420
Montalen (Mte) 74
Montalvo (Pta) 313
Montes 235
Montes (Tierra de) 189, 190, 192-193, 228, 230, 238, 469, 490
Montefaro (Mte) 325
Montemayor (Mte; arrière-pays des Mariñas) 157
Montemayor (massif du Xiabre) 316
Montouro (Mte) 133
Montouto (Mte) 176, 190
Monzon (Mte) 209, 243, 247, 294
Moraña (Valle de) 209, 213-215, 233, 237, 245, 246, 320, 463, 466, 470

Morago (Pta del) 430
Moras (Pta) 443
Morgadanes 263, 266
Morlan 172
Morros (Mtes de los) 420
Morzoz (Mte) 134, 137
Mos 42, 208, 215, **223**, 248
Moscoso 247
Mosende 263
Moucide (Valle de) 421, 423, **437-438**, 493
Mougas 264, **286-290**, **480-482**
Mourente 311
Moyedor (rochers) 336
Mua (Sierra de la) 201
Mugardos 108, 358, 370 à 372, 385
Mugia 346, 348, **349-350**, 510, 518
Muimenta 228, 235, 242, 246
Muiños 166
Murada (Mte) 230
Muralla (Mte) **273**, 274, 316, 317, 320, 321, 458, 470
Muranella (Mte) 209
Muras 420
Muro Novo (Mte) 386
Muros (localité, baie) 22, 179, 331, 334, 338, 342, 520
Muros (roche) 33

N

Naceiro 440
Nantès **324**, 326
Nanton (rio de) 174
Navia (Asturies) 47, 430, 431, 435
Neda (Mte) 215
Neda (Sierra de) 27, 200, 420, 423
Negras (Coïdo das) 350
Negreira 24, 174, 465
Neme (Mte) 161, 164, **165-167**, 347
Nemiña 31, 346, 353
Nenos (Mte) 104, 391
Nezga (Mte) 307
Nido de Avervo (Mte) 266
Nieves (bassin de l'Eume) 75, 76
Nieves (bassin du Miño) 202, 203
Nigoy 230, 232, 235, 245
Nigran 297, 298, 476
Niñones (plage) 347
Noa (rio) 228
Noalla 326, 327, 476, 515
Noceda (rio de) 438, 481
Noguerosa 370
Nois 430
Noya (localité) 176, 275, 331, 334, 336, 514
Noya (ria de) 21, 62, 172, 176, 177, 275, 283, **331-338**, 469, 508, 509, 515, 516, 518
Nuestra Señora la Blanca (Asturies) 433, 436

O

Obico 401
Oiran 423
Oitaven (rio) **51-57**, 242, 243, 294, 296, 515
Oitaven (localité) 242
Oleron (Mtes de) 209, 274
Ons (et) Onza (îles) 284, 308, 315, 470, 507, 519
Orbellido 149
Ordenes (localité) 20, 23, **128-130**, 143, 228, 494, 501, 502
Orense 39, 202, 203
Oro (Valle de; roche) 24, 26, 33, 418, 419, 423, 424, **426-428**, 438, 496, 497, 498, 501, 505
Oro (rio de) 423, **438-439**, 517
Orol, 419
Orrea (Sierra de) 198, 424
Orro 334
Ortegal (Massif et Cap) 40, 47, 390, 393, 397, 398, 399, 401, 405, 413, 466, 507, 508, 511
Ortigueira (localité, ria de) 19, 388, 389, 408, **410-413**, 509, 514, 515
Ortigueira (Tierra de) 385, 390, 393, 466, 492
Ortoño **208**, 209, 215, 216, 223
Orza (rio) 228
Orzan (baie de) 348, 361
Osera (rio) 191, 192
Outeiro 147
Outeiro (Mte, Xalo) 134, 171
Outeiro Chestoso (Mte) 275, 276
Outeiro (do) Coto (Mte) 194
Outeiro (do) Corvo (Mte) 244
Outeiro Grande (Mte; domaine cantabrique) 81, 418, 419
Outeiro Grande (Mte; entre Umia et Lerez) 230, 238
Outeiro (de) Lage 244
Outeiro (de) Sixto 245
Outes 21, 158, **177**
Oviedo (Asturies) 33
Oya 264, **287**
Oza Vella (Mte) 164

P

Padin (rio de) 213
Padro (Mte) 386, 444
Padron 187, 189, 207, 274, 316-318
Pajariñas (Pta) 313
Pallota (La) 191
Palmeira 316
Pambre (rio) 125, 127, 129, 456
Pan de Vella (Mte) 424
Pancha (île) 442
Panda (Sierra la) 71, 200, 424
Panda da Da (Mte) 74
Pando (Mte) 25, 178
Panjon 302
Papucin 129 (note), 132, 476
Parada 262
Paradela (rio) 142
Parga (rio) 169, 200
Pastoriza 268, 274
Patos 296, **298-299**, 302, 303
Pazo 194, 198
Pazos (Mariñas) 113, 359

Pazos (pays de Puente-Caldelas) 239, 241, 243
Pazos (A° de) 174
Paramo (Sierra del) 200
Pariquitin (Mte) 247
Peares (Los) 199, 200
Pedra Cavalaria (Mte) 209, 248, 267
Pedra de Letra (Mte) 195
Pedra Longa (Mte) 152, 153, 157, 163, 195
Pedra Miñon (Mte) 163
Pedra del Penedo (Mte) 151
Pedra Rubia (Mte) 245
Pedrada 266
Pedrantoas (Mtes) 273
Pedre (NW) 71
Pedre (vallée du Lerez) 238
Pedregal (Mte) 273, 274
Pedregal (El, Mte) 178
Pedreiras (Mte) 133
Pedrida Matanza (Mte) 152
Pedrido (Mte) 159
Pedroso (Mte; cuenca de Jallas) 150, 154
Pedroso (Mte; Sierra Faro de Avion) 196, 233
Pedroso Novo (Mte) 427
Pedrouzo (Mte; arrière pays des Mariñas) 137
Pedrouzo (Mte; côte au N de Finisterre) 346
Pedrouzo (Pta) 374
Peinador 213 (note), 267
Pena (Mte) 150
Pena (Mte) 390
Pena (de) Agua (Mte) 70
Pena Blanca (Mte, près de Moeche) 107
Pena Blanca (Mte, près du rio Sor) 386, 388
Pena (da) Cruz (Mte) 420
Pena Deitada (Mte) 228
Pena Escrita (Mte) 228
Pena Grande (Mte; NW) 69
Pena Grande (Mte; Sierra del Suido) 194, 195
Pena (de) Ladrones (Mte) 74, 388
Pena (da) Loba (Mte) 71
Pena Lomba (Mte) 75
Peña Longa (Mte) 429, 493
Pena (das) Pias (Mte) 388
Pena (de) Poboa (Mte) 215
Pena Redonda (Mte) 187, 228
Pena Sillada (Mte) 195
Pena Ventosa (Mte) 189, 192
Peñas (Mte) 245
Peñas (Cap de) 47
Peñas Blancas (Mtes) 426
Peñas (da) Cabra (Mte) 100, 390
Peñas (de) Canle (Mte) 162
Penas (de) Louseiras (Mte) 495
Peñas Mouras (Mtes) 69, 419
Peñas (da) Senra (Mte) 100, 390
Penaboa (Pta) 361
Penadombec (Mte) 74
Peñasco (Mte) 129 (note)
Pendella (Mte) 70, 77
Penedo de Vigo (Mte) 215
Penedos (Mtes, Jallas) 154
Penencia (Pta) 376
Penide (Mte) 267, 295
Penido Corucho (Mte) 219, **249-254**
Penido Gordo (Mte) **426-427**
Penoucos 420, 421, 426
Peñote (Mte) 74, 81, 419, 420
Pequeño (rio, affluent du r. Grande de Jubia) 74, 100
Pequeño (rio, près d'Ordenes) 129
Pequeño (rio, Sierra del Faro) 191
Pequeño (rio, Mte la Sierra) 247
Perdouro (Pta) 430
Pereiras (Mte) 267
Perlio 371
Perreiro (Mte) 171
Pescante (Pta) 307
Pesqueiras (rio) 274
Piaje 150
Pico de Castrobo (Mte) 386
Pico de Meda (Mte) 82, 147, 148, 153, 155, 157, 162, 164, 458, 490
Pico de Moles (Mte) 393, 394, 492
Pico Sacro (Mte) 24, 215, 228, 232, 233, 457, 458, 490
Pico Seco (Mte) 190, 192
Picon 299, 510
Picos (Sierra dos) 202
Picos Blancos (Mtes) 193
Picota (La) 151
Picotos (Mtes de los) 147
Picouto (Mte) 266
Piedra Cubierta (Mte) 163
Piedras Boas (Mtes) 373
Piedrafitta del Cebrero 42, 49
Pindo (Sierra del, et roche) 25, **31-33**, 155, 157, **179-184**, 338, 341, 496, 498, 500, 505
Pineira 431
Piñeiro 117 (Vallée du Mero)
Piñeiro (Vallée de l'Ulla) 236
Piñeiro (rio de) 195
Pinhal (El) de Camarido (Portugal) 291, 292
Pinzas (Mte) 263, 264, 458
Piolla (la; Mte) 164
Pioza (Mte de la) 153
Piquiño (Mte) 215
Placeres 310, 311
Placeres (Pta) 313
Pombal (Mte) 151
Ponferrada **39**, 460
Pontebriones 213
Pontecoba 503
Pontella 263
Pontenova 107
Pontevedra (localité) 47, 48, 190, 238, 246, 247, 305, 306, 310, 314, 517
Pontevedra (ria de) 62, 187, 268, 271, 310, **311-314**, 509, 515, 518, 520
Ponzos (plage) 373, 374, 376
Porriño (localité) 25, 207, 208, 248, 253, 466
Porriño (roche) 25, 207, 208, 248, 257, 319, 497, 500, 502, 503
Portacurbo (Mte) 241

Portagueira (A° de) 132
Portalage (rio de) 151, 174
Portalina (A°) 318
Portamanco (rio) 195
Portapena (Mte) 386
Portas 319
Portela 213
Portigo de Vilasenin (rio) 134
Portiños (plage) 339
Porto (Portugal) **39-49**, 59, 61
Porto (rio de) 386
Porto-Cabanas (rio de) 419
Porto-Mourelo (rio de) 177
Portomouro 24, 54, 55, 174, 208, 466
Portomouro (Pta de) 313
Portonovo (ria de Pontevedra) 308, **311-312**, 313, 315, 511, 516
Portonovo (N du Ferrol) 373
Porto Novo (côte cantabrique) 406
Portorroibo 86
Portosin 334, 336, 515, 516
Portosin (Pta) 334
Portosouto (A° de) 81
Pousada 27
Pousada (baie de) 294
Pousada (rio de) 233, 244
Pousadoiro 75
Pousadoiro (Mte) 319
Pousadoiro (Sierra de) 200, 424
Poyo 271, **308, 309**
Poza (Mte de la) 193
Poza Pinilla (Mte) 233
Pozo de Agua (Mte) 393, 394, 397
Pozo de Lagoa (Mte) 245
Presa (Asturies) 436
Prior (Cap) 63, 373, 374, 376, 405, **433, 473**, 509, 517
Prioriño (Cap) 372, 373, 376
Puebla del Camariñal 316, 330
Puente Albar 173
Puenteareas 25, 42, 43, 247, 248, 254, 255
Puente-Caldelas (localité et Pays de) **239-243**, 464, 465, 470
Puente-Cesures 216, 236, 317, 318, **326-327**, 503
Puente (de) Don Alonso 335, 336
Puentedeume 108, 357, **370-371**
Puente-Filgueira 54, 56
Puente-Ledesma 24, 230, 234, 236
Puente-Maceira 151
Puente (de) Melon 195
Puente-Noval 394
Puente-Olveira 153
Puente-Sempayo 294
Puente-Ulla 215, 241
Puentes de Garcia-Rodriguez (localité et bassin) 20, 21, 43, 69, 70, 76, 82, **86-95**, 105, 106, 136, 165, 418, 420, 435, 457, 458, 459, 460 à 462, 464, 505
Puerto-Pescadores 340
Puerto-Quilmas (Pta de) 340
Puerto (de) San Pedro 372
Puerto Ventosa 179
Punxeiro (Mte) 100
Purido (Mte) 393
Purrido (Mte) 399
Puza (Mte) 195

Q

Queimado (Mte) 76, 101
Quelle 403
Quenje (Pta) 341
Quian 233
Quiebra (île) **335**, 336, 338
Quilmas 343
Quintan 234, 242
Quintans 236
Quintas 230
Quintela 203
Quireza 230, 232
Quiroga 201, 460

R

Rabade **54-56**, 69, 200
Rabuñade (Mte) 319, **322-323**, 502
Racamonde (Mte) 75
Ramallosa 301, 302, 303
Rameriza (Mte) 195, 196
Ramo (Pta del) 372
Rande (v. Estrecho de)
Raño (Mte del) 70, 77, 78, 80
Rasa (Pta) 359
Rasa (rio de la) 264, 265
Raxada (Mte) 151
Razo 164, 166, 207, 348, **349-350**, 352, 465, 482, 494, 509, 511, 518
Real (Mte) 301, 302
Rebon 213
Rebordañes 204 (note), **217-218**, 254, 263
Reboreda 247
Recemel 74
Redes 370
Redondela 21, 190, 243, **294**
Redondo (Mte; Castrove) 269, 271
Redondo (Mte; pays de Vivero) 427
Rego Bao de Nosina (rio) 150
Rego de Eixo (Mte) 76
Rego de Juanceda (rio) 129
Rego dos Laxe (Mte) 71, 388
Rego Oscuro (Mte) 129
Rego de Rodis (rio) 162
Rego dos Sapos (Mte) 71
Regodola (Pta) 26
Reinante 27, 28 (note), 428, 431
Remedios (Pta) 343
Remior 431, 442
Rendal (rio) 227
Rens 164
Requeixo (Pta) 334
Revolta **325-326**, 328
Rial 145, 151, 173, 206
Rial (rio del) 178

Rianjo 21, 316, 317, 329, 330
Riba 394
Ribadavia 32, 195, 213, 254
Ribadelouro 262, 263
Ribademar 334
Ribadeo (localité) 27, 28 (note), 61, 62, 424, 430, 431, 435-437, 442, 516
Ribadeo (ria de) 447-449, 514, 515, 518, 520
Ribadeo (roche) 27, 29
Ribeira 316, 330
Ribeira del Biseo = Costa de Viseo, 346, 348, 350
Riña 286
Rinlo 27, 431, 433, 442
Riobarba 388
Riobo 166
Rio-Sieira (Pta) 339
Riotorto (rio de) 424
Robaliceira (Pta) 403
Roca (rio) 200
Roda (La) 434 (Asturies)
Rodeira (Pta) 295
Rodeiro 191, 192 (note), 198
Rodiño 235
Rodo (plage) 390, 406
Rois 274
Rois (rio de) 317
Roivas (Pta) 310
Romay 319
Ronjique 325-326, 328, 476, 515, 517
Rosada (Mte) 244
Rostro (plage) 346, 348, 353
Roupar (localité et bassin de) 69, 80-86, 89, 90, 420, 457, 459, 460, 465, 490
Rozamonte (Mte) 133
Rozas (Las) 236
Rua 427
Rua (île) 328
Rubial (près du Pico Sacro) 233
Rubial (près des Mtes de Oleron) 274
Rubian 199, 200, 461
Rubidos (Pta) 408
Rubios 250
Ruña (Mte de la) 23, 33, 154, 155, 157, 179, 457
Runcadoiro (Pta) 442

SAN-SANTA

San Adrian (Pta) 347, 382
San Antonio (Mte; bassin du Miño) 202
San Antonio (Mte; S du Galiñeiro) 262, 263
San Antonio (plage) 389
San Antonio (ria) 330
San Bartolomé (ermita de) 148
San Bartolomé (Mte; pays de Vimianzo) 23 (note), 152, 164, 165, 495
San Bartolomé (Pta et plage) 348, 442
San Bartolomé (rio) 75, 76
San Benito (Mte) 190, 192, 193
San Cibrian (Mte) 249
San Ciprian (Cap) 443, 519
San Cristobal (Pta) 372
San Francisco (baie) 334
San Jorge (Pta) 373, 374
San Jorge (plage) 376
San Juan (Mte) 254
San Juan de Fornelos 256
San Justo (rio) 272
San Mamed (Mte; Castrove) 271, 324
San Mamed (Mte; entre Arosa et Noya) 274, 495
San Martin (île) 388, 414
San Martin de Dorneda 113-115
San Martin de Oscos 42, 49
San Martin de Sesamo 171
San Martin de Suevos 348, 372
San Nomedio (Mte) 187, 190, 192, 228, 230
San Pantaleon (rio) 72, 419
San Pedro (Mte; Pontevedra) 307
San Pedro (Mte; Corogne) 358
San Pedro (Pta) 348, 385
San Pedro (plage) 442
San Pedro de Batallanes 250, 255
San Pedro de Marmancon 372, 373
San Pelayo de Fiolledo 203, 254
San Salvador de Leirado 250
San Saturnino 86, 104, 390, 463, 464
San Sebastian (Mte) 187, 190, 192, 228, 230, 490
San Silvestre (Mte) 202
San Simon (baie) 207, 208, 216, 238, 247, 294, 296, 301-304, 305
San Simon (île) 293, 518
San Simon de Lira 250, 256
San Tirso de Abres 54, 55
San Vicente (île) 408, 412, 413
Santiago de Boimorto 130, 141, 227, 228, 458
Santiago (de Compostella) 20, 22, 39-49, 174, 176, 215, 244, 274, 463, 503
Santiago de Totoreos 248, 250

Santa Barbara (Mte) 147
Santa-Baya (rio de) 150, 154, 157, 333
Santa Comba 23, 24, 148, 151, 206
Santa Comba (plage) 374, 376
Santa Cristina (plage) 363-364, 519
Santa Cruz 113-116, 359, 476, 477, 515
Santa Eulalia de Batallanes 248
Santa Lucia (rio) 233
Santa Maria de Liñares 203, 254
Santa Maria de Lourdes 127, 130 (note)
Santa Maria de Miño 358, 369
Santa Maria de Taboeja 248, 250
Santa Mariña (Mte; hautes terres de l'Est) 194
Santa Mariña (Mte; Cuenca de Jallas) 151, 174, 458
Santa Marina de Cela 203
Santa Sabina 147, 148
Santa Tecla (Mte) 266, 283, 286, 291, 292

S

Saa 203
Sabardes 334, 335
Saborello (plage) 128 (note)

Sacos 238, 239
Sada 59, **358-359**, 365, 369
Sajamonde 215
Salceda 250
Sales 233
Salgueira (rio) 127
Salgueiron (Mte) 209, 243, **247**, **248**, **466**
Salgueiron (Mte; Ortegal) 412
Salgueiros (vallée de l'Ulla) 232
Salgueiros (W de Santiago) 273
Salnes (Valle de) 319, 324, **496**
Salto 163
Salto (Sierra del) 191
Salto de l'Eume 75
Salvatierra (Valle de) 190, **203-204**, **237**, **248**, **254**, **265**, 470
Salvora (île) 63, 328, 519
Samieira 272, 310
Samil 295, **298-299**, 301, **303**, 517, 518
Samo (rio) 128, 129, 133
Sanabria (col) 39
Sangenjo 307, 308, 310, 315
Sangorzo 102
Sanjian 287, 481
Santas (Las) 193
Soñora (rio de) 272, 273
Sapos (rio dos) 71
Sar (rio) 215, 316
Sarela (rio) 174
Sarandon 215
Sarria 30, 35, 83 (note), 86, 199, 200, **459**, 460, 465
Sasdonigas 27
Satareixas (Pta) 369
Sayans 213
Seavia 162
Sebreira (Pta) 294, 296
Seco (rio) 198
Seijal 113
Seijas 74
Seijas (rio de) 395
Seijido (arrière-pays de la Corogne) 170
Seijido (vallée du Verdugo) 194
Seijo 397
Seijo (Sierra del) 238, 242
Seijo (Mte del) 194
Seijo (rio del) 194
Seijo (Pta de) 372
Seixo 393
Seixo Blanco (Pta) 361
Senin 287
Serra de Faro (Mte) 249
Serra de Santa Luzia (Portugal) 283
Serrapio 147, 162, 232
Serron Gordo (Mte) 78
Serron del Lobo (Mte) 76
Setepias (Mte) 319
Sierra (la, Mte) 243, 247
Sil (rio) 51-57, 199, 201
Silleda 24, 228
Silleiro (cap et « rasa ») **287**, **292-293**, 296, 344, 464, 471, 507, 510, 512, 517
Silva 143
Silva (rio de) 142
Silvariña (Mte) 151
Silvarosa (Mte) 386, 444
Simes 272
Sinde 236
Sionlla (rio) 172, 173, 215, 228
Siroña (Mte) 273
Sisalde **216**, 223, 243
Sisan (gandara de) 325, 326, 476, 517
Sisargas (îles) 63, 347
Sixto 148, 162
Sixto 395
Sobrado 23
Sobran 316
Sofocho (Pta) 331
Somozas 100, 103, 383, 390
Son de Arriba 176
Soñeira (pays de) 161, 162, 463, 469
Sor (rio) 51, 386, 388, 389, 413, 414, 418, 419, 467
Soria 39
Sorribas (Mte) 193
Souto 117
Suapica (Mte) 190, 192, 193
Suatorre (Mte) 78
Subrido (Pta) 296
Su Castro (baie) 442, 443
Suido (Sierra del) 190, **194-195**, 201, 238, 469, 490
Sunqueiro (plage) 302
Susana 233, 235
Sutibal (rio de) 195

T

Tabajon (San Miguel) 291
Tabeiros (valle de) 232
Taboada 197
Tabueiros 325, 326
Tambo (île) 306, 307, 315
Tambre (rio et vallée) 20, **51-57**, **127**, 131, 132, 150, 151, **172-177**, 331, 335, 336, 456, 463, 465, 467, 469, 472, 476, 494, 515, 520
Tameza (rio) 306
Ramujo (gandara de) 291
Tapia (Asturies) 39, 49, 430
Tapia (Galice) 212
Tarrio 317, 318
Tarroiba (Pta) 403
Te (rio) 273
Tea (rio) 22, 195, 247, 250, 254, 255
Teijeiro 77
Tejera **297-298**, 476
Temple 113
Teo (rio) 215, 244
Terra Cha 200
Testal (Pta et plage) 334, 335, **337**, 519
Teton (Mte) 262, 263, 503
Tierra Llana 200
Tilleira (Mte de) 195
Tines 157, 163, 333

Tines (rio de) 177
Tinto (rio) 215
Tiulfe 101
Togiza (Sierra) 418, 419, 423, 427
Toja (La; île) 325, 326, 328, 329
Tollara (rio) 334
Tomiño 22
Torneiro 263
Torralba 223
Torre de Hercules 361
Torreiro (El; Mte) 162
Torreiro 254
Torreis 228
Torrente (Mte) 401
Torroña 265
Torrozo (Mte) 266, 286, 291
Touriñan (Cap) 31, 346
Touriñana (Pta) 346, 348
Tourau (Mte) 102
Touza 83
Toxeiro 71, 412
Traba (localité et plage) 346, 347, 353, 510, 518
Traba (rio de) 336
Traba (roche) 25, 31, 33, 346-347, 496, 507, 509
Trabajo 239
Tragove 63
Tras de Serra (Mte) 74
Trasancos (Valle de) 103, 358, 373
Trasdeza (Valle de) 192, 193, 228
Traseiras 370
Trasmonte (Tambre inférieur) 173, 174
Trasmonte (Valle de Oro) 440
Trasvea 132
Travesio (rio) 133
Trece (près du Ferrol) 105
Trece (massif de Traba) 346
Trece (rio) 151
Treito (rio de) 273
Tremuzo (Mte) 178
Trevicosa (Mte) 319
Trimaz (rio) 82, 95, 200
Troite (Mte) 275, 276
Tronceda (rio) 423
Troncedas (rio) 233
Turas 232
Tuy (localité et bassin de) 25, 48, 49, 189, 204, 207, 254, 291, 460, 465, 472

U

Uceiro (Mte) 190, 192, 193, 469
Udra 307, 313
Uhia (Pta) 334, 336, 338
Ulla (rio et vallée) 20, 24, 51-57, 125, 189, 190, 197-199, 204, 227-230, 232-234, 235-236, 244-245, 317, 321, 456, 463, 467, 469, 490, 516, 517, 520
Ulloa (la) 198, 199, 232, 490
Uma (rio) 25, 250, 255
Umia (rio et vallée) 22, 50-51, 57, 192, 213, 230, 232-233, 235, 237, 238, 319-321, 328, 465, 467, 476, 502, 517

V

Vaca (La) 348, 349-350, 511
Vacareiro (rio) 149
Val 154
Valcarria 440
Valcarria (rio de) 421
Valdebois (rio) 179, 181, 340
Valdeorras 201
Valdhome (rio) 194
Valdoviño 20, 103, 104, 357, 373
Valea (plage) 431, 442
Valeiro (Pta) 329
Valença (Portugal) 291
Valga (Sierra de) 283, 287
Valga (rio) 318
Valiñas 236
Valiñas (rio) 134
Valinodares (rio) 424, 425
Valladares 157
Vaquerizas (A° de las) 176
Vasa (baie de la) 346
Vegadeo (Asturies) 27, 447, 520
Vegarroiba (Alto de, Mte) 78
Veiga (Mte) 386
Veiga do Junco (Mte) 74
Veladoiro (Mte) 345, 346
Ventosa 191
Ventoso (Mte) 358
Verdugo (localité) 241
Verdugo (rio) 51-57, 187, 190, 193, 194, 239, 242, 243, 246, 294, 296, 304, 465, 467, 515
Viceso 174
Viciñeira 395
Vidio (Cap; Asturies) 435, 436
Vidueros (Sierra de) 194
Viduido 389
Vigia Herbeira (Mte) 395, 397, 403
Vigin (Mte) 427
Vigo (localité) 39-49, 261, 266, 295
Vigo (ria de) 21, 22, 62, 63, 187, 268, 293-304, 506, 509, 515, 518, 520
Vigo (rio de) 317
Vila Nova de Cerveira 291
Vilaboa 294, 295
Vilacha 420
Viladaide 442
Viladesuso 393
Vilano (Cap) 25, 58, 61, 346, 347, 348, 350
Vilanova 233
Vilar 237, 247
Vilar (Mte; Cuenca de Jallas) 150
Vilar (Mte; Ortegal) 399
Vilar de Fraga 136
Vilarchan 246
Vilardante (A° de) 176
Vilariño (Mte) 249, 262-263, 297, 495
Vilariño (rio) 76, 101, 388
Vilavella 86
Villacampa 26
Villacid 131

Villaestrofe 427
Villagarcia de Arosa 316, 318, 319, 320, 328, 509
Villagudin 143
Villalba 200
Villalbesa (Mte) 74, 388
Villamartin 424
Villamayor (arrière-pays des Mariñas) 101
Villamayor (Cuenca de Jallas) 151
Villanueva de Arosa 316, 319, 327, 328
Villapedre (Asturies) 432, 436
Villar 370
Villar (Mte) 177, 178
Villarcabreiros 29
Villarello de Arriba 132
Villarfernando 440
Villarramiro (rio) 147, 148
Villarube (plage) 406, 409, 410, 519
Villasobroso 248
Vimianzo (Pays de) 21, 158, 161, 162
Viso 389
Viso (Mte) 228
Vitorio (A° de) 78
Vivero (localité et ria de) 24, 26, 62, 63, 386, 388, 398, 405, 420, 421, 426, 438, 443-445, 505, 510, 514, 515, 516
Vivero (roche) 26, 32, 33, 418, 426, 504

X

Xalo (Mte) 102, 134-135, 171, 466, 490
Xan Rey (Mte) 145
Xantas (rio de) 419
Xesta (Mte) 320
Xesta Vella (Mte) 194
Xiabre (Mte) 209, 212, 216, 272, 316, 318, 320, 321, 329, 466
Xilloe (plage) 413
Xurelos (Pta) 365, 369

Y

Yas 442
Yermo 389

Z

Zamanes 262, 263, 267, 297
Zamora 21, 30, 31, 36, 457
Zapateira (Mtes de la) 170
Zarza (rio de; ria de Ortigueira) 412
Zarzo (rio; Ortegal) 395
Zarzo (rio; sierras du NW) 77, 78, 102
Zas 31, 32, 147, 153, 162, 164
Zas (rio de) 157

TABLE DES FIGURES DANS LE TEXTE

PAGES

Fig. 1. L'Espagne occidentale du Primaire au Tertiaire, d'après L. Solé (472) 35
2. Carte de localisation des stations d'observation des températures et des précipitations en Galice 38
3. Régime des précipitations dans quelques stations de Galice et des Asturies 41
4. Intensité des averses selon les effets du relief et de la proximité de l'Océan 44
5. Nuances climatiques en Galice : évaporation potentielle, nombre d'heures d'ensoleillement 46
6. Débits moyens mensuels de quelques rivières galiciennes 52
7. Abondance de quelques cours d'eau galiciens 53
8. Résultantes des vents forts près du littoral à la Corogne, Finisterre, Porto, Ribadeo. 60
9. Les niveaux de la marée à la Corogne 62
10. Profils et coupes géologiques d'après le 1/50 000. Vivero NW 1 et W 2, SW 1, et Puentedeume N 1 et N 2 72
11. Esquisse géologique au 1/200 000 du NW de la Galice ..... entre 72 et 73
12. Les Sierras du NW 79
13. Profils et coupes géologiques d'après le 1/50 000 dans le Bassin de Roupar et ses environs 81
14. Evolution morphologique du Bassin de Roupar (schéma) 84
15. Carte morphologique du Bassin de Roupar, dressée à partir du 1/50 000 85
16. Profils et coupes géologiques d'après le 1/50 000. Puentes de Garcia-Rodriguez NW 1, NW 2, NW 4 et coupe du gisement de Puentes d'après le 1/20 000 87
17. Carte morphologique du Bassin de Puentes de Garcia-Rodriguez, dressée à partir du 1/50 000 88
18. Dessins de la coupe de Guittiriz (d'après photos) 97
19. Profils et coupes géologiques d'après le 1/50 000, Oza de los Rios W 1, W 2 et la fig. 4 de J. Médus (321) 101
20. Corrélations stratigraphiques des gisements ligniteux de Galice occidentale, d'après Betanzos 106
21. Coupe du gisement d'argile et lignite de Cantallarana - San Saturnino 105
22. Cônes torrentiels de Méra : A. Granulométrie des fractions sableuses; B. Histogrammes d'émoussé des galets 114
23. Profils et coupes géologiques d'après le 1/50 000, Oza 1-2-3-4 126
24. Profils et coupes géologiques d'après le 1/50 000, Ordenes 1-2-3 128
25. Profil des éléments du relief proche de Boimorto 131
26. Profils et coupes géologiques d'après le 1/50 000, Betanzos SW 135
27. Coupes de Meirama et Francelos 139-140

PAGES

27bis. Sédiments quaternaires de Meirama (dessin d'après photo) 140
28. Esquisse géologique au 1/200 000 de l'Ouest galicien ..... entre 142 et 143
29. Coupe des sédiments récents de la Braña Rubia (Alcayan) 144
30. Profils et coupes géologiques d'après le 1/50 000. Santa Comba 1-3-5-6 146
31. Schéma du rejeu probable de l'accident méridien vers Entrecruces-Erviñou 147
32. Profils et coupes géologiques d'après le 1/50 000. Outes 1, Santiago 1-2, Santa Comba 4 149
33. Profils et coupes géologiques d'après le 1/50 000. Camariñas 4, Outes 2-3-4 156
34. Profils et coupes géologiques d'après le 1/50 000. Lage 1 et 2, Camariñas 1-2-7 .. 163
35. Diagramme pollinique du fond tourbeux du vallon de Cances (A° de la Gandara, NW de Carballo) 169
36. Coupe du vallon de Cances (A° de la Gandara) 170
37. Profils et coupes géologiques d'après le 1/50 000. Outes 5 et 6, et Santiago 3-4 .. 175
38. Carte d'après photo aérienne du batholite du Pindo 183
39. Esquisse géologique au 1/200 000 de la Galice méridionale de part et d'autre de la Sierra del Faro de Avion 196
40. Dessins d'après photos des accidents mineurs possibles intéressant les terrasses du Miño près de Tuy 205
41. Profils transversaux dans la dépression méridienne au Sud de Padron 210
42. Profils transversaux dans le sillon méridien au Sud de Pontevedra 211
43. Sondages dans la dépression de Budiño 212
44. Schéma d'évolution morphologique des environs du sillon méridien vers Cuntis et Caldas 214
45. Gandara de Budiño : A. Coupe du kilomètre 259, où fut trouvé l'outillage acheuléen en place; B. Coupes de Cerquido 221
46. Carte morphologique du bassin de Tuy-Budiño, d'après le 1/50 000 222
47. Esquisse géologique au 1/200 000 de la Galice centre-occidentale (bassins supérieurs du Tambre-Ulla-Umia et Lerez) ..... entre 226 et 227
48. Profils et coupes géologiques d'après le 1/50 000, La Estrada 1-2, El Pino 1-2 .. 229
49. Profils et coupes géologiques d'après le 1/50 000, Cerdedo 1 et 3, La Estrada 3 et 4 231
50. Profils et coupes géologiques d'après le 1/50 000, Puente-Caldelas 1-2 240
51. Croquis d'après photo : le relief entre les horsts du Mte Gesteiras et du Mte Castro Sevil 246
52. Esquisse géologique au 1/200 000. La Galice du SW et l'environnement des Rias Bajas ..... entre 260 et 261
53. Profils des reliefs encadrant les Rias Bajas 270
54. Profils de la « *rasa* » de la Guardia au Cap Silleiro, et du domaine prélittoral correspondant 285
55. Diagramme pollinique des dépôts tourbo-limoneux de Mougas (kilomètre 67) .. 288
56. Dessin d'après photo : coupe de la plage ancienne de Patos (rive Sud de la ria de Vigo) 298
57. Glacis riverains de la ria de Pontevedra (A-B = Poyo; C = arrière-pays de Marin) 309
58. Sondages de la lagune de Placeres (bordure Sud de la ria de Pontevedra) 312

PAGES

59. Esquisse géologique au 1/200 000 : l'environnement de la ria de Noya et des pays de l'Ulla inférieur 332-333
60. La « Barre » de l'Allones, flèche de mi-baie de la ria de Lage 354
61. Le cordon littoral de Baldayo 355
62. La ria de la Corogne, esquisse morphologique 362
63. La flèche de mi-baie de Sta Cristina (ria de la Corogne) 364
64. Ria de Betanzos, esquisse morphologique 366
65. Schorre de la ria de Betanzos : morphologie de détail 367
66. Sondages de la ria de Betanzos 368
67. « *Rasa* » du Cap Prior (dessin d'après photos) 375
68. Esquisse géologique au 1/200 000 : La Galice du NE ..... entre 382 et 383
69. Dessin d'après photo : l'emboîtement des aplanissements éogènes près du rio de Porto 385
70. Profils et coupes géologiques d'après le 1/50 000. Vivero 4-5, Riobarba I 387
71. Schéma de l'évolution morphologique de l'avant-pays situé entre les plateaux intérieurs et le bloc d'Ortegal (Sierra de Moles) 392
72. Profils et coupes géologiques d'après le 1/50 000. Ortigueira 1-2 et Cedeira (coupes chevauchant les deux cartes) 396
73. Profils des falaises de la côte NW de Galice.
    A. Côte Ouest de la Punta Aguillones (cap Ortegal) (éclogites).
    B. Côte au Nord du phare de Candelaria.
    C. Falaise schisteuse de Canlo (202 m) (cliché Criqui).
    D. Falaise de schistes à l'Est de Picon 400
74. Profils de falaises de la côte NW de Galice.
    A. Falaise de charnockites des Cantiles del Cuadro (Cap Ortegal).
    B. Punta Gabeira (Vigia Herbeira, cap Ortegal).
    C. Falaise de 370 m, Sud de la Punta del Limo (cap Ortegal) 402
75. Profils de falaises en roches cristallines.
    A. Estaca de Barès (diorites quartziques).
    B. Presqu'île de Barès (granite de deux micas) 404
76. Ria de Cedeira; esquisse morphologique 407
77. Ria de Ortigueira, partie interne, esquisse morphologique 411
78. Profils et coupes géologiques d'après le 1/50 000, Vivero 4, et Foz 1-2 422
79. Ria de Foz. Esquisse morphologique 446
80A. Diagramme pollinique des tourbes des Mtes del Buyo [d'après J. Menendez Amor et F. Florschutz (326)] 484
80B. Diagramme pollinique des sédiments tourbeux de l'actuelle Gandara de Budiño . 485
81. La sédimentation prélittorale et dans les baies, dans le secteur des Rias Bajas .. 521

LISTE DES TABLEAUX

		PAGES
Tableau I	Intensité des précipitations journalières	43
II ...	Intensité des averses	45
III ...	Incidence des premiers reliefs sur le climat	47
IV ...	Nuances climatiques entre Nord et Sud de la Galice	48
V ...	Intensité de la dissection du relief	50
VI ...	Débits de quelques rios galiciens	54
VII ..	Coefficients d'irrégularité des débits	55
VIII .	Coefficients mensuels de débit	55
IX ...	Débits extrêmes de quelques rios	56
X ...	La marée dans quelques ports de Galice	62
XI ...	Analyses d'argile dans le gisement de Puentes de Garcia-Rodriguez	89
XII ..	Caractéristiques des sédiments de cônes torrentiels près des rias centrales .	116
XIII .	Spectres polliniques des sédiments du Vallon de Cances (A° de la Gandara)	168
XIV .	Caractères du granite du Pindo	182
XV ..	Caractéristiques des hautes terrasses du rio Miño	203
XVI .	Caractères du granite de Porriño	252
XVII .	Spectres polliniques des sédiments du vallon de Mougas (kilomètre 67) ..	290
XVIII.	Cailloutis et sables des cônes torrentiels de la ria de Vigo	298-299
XIX .	Granulométrie, morphoscopie et calcimétrie des sables de la ria de Vigo ..	303
XX ..	Caractères sédimentologiques des dépôts quaternaires aux abords de la ria de Pontevedra	314
XXI .	Analyses effectuées sur le granite de Caldas	323
XXII .	Dépôts corrélatifs aux abords de la ria de Arosa	326
XXIII.	Sédiments des plages anciennes du littoral compris entre Mugia et la Corogne	350
XXIV.	Sables des plages de la côte N. W. de Galice	352
XXV .	Sables des plages des « mid-bay spits » du Nord Ouest galicien	410
XXVI.	Spectres polliniques des sédiments subactuels de la Gandara de Budiño ..	487
XXVII	Récapitulation des valeurs des dénivellations liées à l'érosion différentielle	499

+ 1 tableau Hors-Texte (planche hors-texte n° 16)

TABLE DES PLANCHES HORS-TEXTE

Planche hors-texte n° 1. Carte des principales unités morphologiques du Nord-Ouest de la Galice.

Planche hors-texte n° 2. Carte des principales unités morphologiques situées à l'Ouest des Sierras de Serpe et Careon.

Planche hors-texte n° 3. Carte des principales unités morphologiques de la Galice occidentale.

Planche hors-texte n° 4. Carte des principales unités morphologiques dans l'environnement de la ria de Noya et du Tambre inférieur.

Planche hors-texte n° 5. Carte des principales unités morphologiques rencontrées entre le cours de l'Ulla et le rio Miño, à l'Est du sillon méridien.

Planche hors-texte n° 6. Carte des principales unités morphologiques encadrant le sillon méridien et les *rias bajas*.

Planche hors-texte n° 7. Carte des principales unités morphologiques de la Galice du Nord-Est.

Planche hors-texte n° 8. Diagramme pollinique du bassin à lignites de Puentes de Garcia-Rodriguez.

Planche hors-texte n° 9. Profils en long des principaux cours d'eau galiciens.

Planche hors-texte n° 10. Diagrammes polliniques :
A. Du gisement ligniteux de Cantallarana-San Saturnino.
B. Du gisement ligniteux de Laracha.
C. Du gisement ligniteux de Meirama.

Planche hors-texte n° 11. Profils et coupes géologiques des Sierras Faro de Avion et del Suido, et du pays compris entre Mondariz et la Cañiza.

Planche hors-texte n° 12. La ria de Vigo.

Planche hors-texte n° 13. La ria de Pontevedra.

Planche hors-texte n° 14. La ria de Arosa.

Planche hors-texte n° 15. La ria de Noya.

Planche hors-texte n° 16. Tableau.

TABLE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

entre pages

PLANCHE I.

A. (61/7/3) Sierra de la Faladora. Surface supérieure éogène avec « galiñeiros » de quartz en micro-Inselberge

B. (60/11/4+5) Vallée de fracture du rio Castro, et surface éogène largement développée sur sa rive Sud

C. (60/10/6) L'emboîtement des niveaux éogènes au Sud du bassin de Roupar. 70-71

PLANCHE II.

A. (59/11/3) = PGR 1 Vue générale du bassin ligniteux de Puentes de Garcia-Rodriguez.

B. (62/PGR 2) Lignites faillés à Puentes

C. (62/11/6) Cryoturbation dans le cône torrentiel du Quaternaire ancien de Guittiriz 86-87

PLANCHE III.

A. (62/15/3) Ria de Arès : vue générale sur la ria et sur les glacis plongeants qui l'environnent

B. (62/12/8) Le palier tortonien près de la ria de Betanzos; versants-glacis recouverts par la basse terrasse du rio Mandeo 108-109

PLANCHE IV.

A. (58/8/7) Cône torrentiel de Santa-Cruz (base)

B. (58/8/6) Cône torrentiel de Santa-Cruz (sommet)

C. (58/8/8) Cône torrentiel de Mera 112-113

PLANCHE V.

A. (62/7/3) Surface éogène fondamentale aux environs de Mellid

B. (58/6/4+5) Laguna d'Alcayan (Braña Rubia)

C. (P 1) Outil préhistorique rapporté au Paléolithique inférieur (Braña Rubia) 142-143

PLANCHE VI.

A. (63/8/2) Relief du Mte Castelo de Corzon, en gneiss hypercalin

B. (63/18/6+7) Reliefs d'érosion différentielle et d'aplanissement dans la dépression de Vimianzo et sur le Mte Faro 162-163

Planche VII.

A. (62/2/2) Gorges du Tambre, en granite à deux micas homogène
B. (60/5/7) Le granite du Pindo, vue d'ensemble
C. (60/7/5) Le granite du Pindo, vue de détail 180-181

Planche VIII.

A. (63/10/7) « Surface des sierras » au col de San Domingo
B. (63/10/5) Sierra de la Cabeza, et surface supérieure éogène à son pied 190-191

Planche IX.

A. (63/11/7) Vue de détail sur le granite de la Rameriza (Sierra de Faro de Avion)
B. (60/2/3+4) Vallée du Miño entre Arbo et Cortegada 200-201

Planche X.

A. (60/4/5) Palier d'érosion miocène à l'intérieur du sillon méridien
B. (59/4/5) Coupe des lignites de Budiño
C. (62/11/3) Gandara de Budiño. Butte d'argile durcie. Au fond, reliefs du Faro de Budiño et du Penido Corucho 214-215

Planche XI.

A. (63/7/2) Coupe de localisation de l'outillage préhistorique de Budiño
B. (P 2) Outil préhistorique de la Gandara de Budiño 218-219

Planche XII.

A. (63/16/4+5) Surface du palier tortonien près du rio de Liñares (bassin de l'Ulla)
B. (59/6/2) Glacis de Fragas, aux abords du rio Lerez 232-233

Planche XIII.

A. (63/13/4) Bloc granitique sur le sommet du Faro de Budiño
B. (63/13/8) Sommet du Faro de Budiño (dalles courbes) 250-251

Planche XIV. Le granite de Porriño.

A. (60/3/1) Le dôme de Penido Corucho
B. (59/3/3) Boule granitique cernée de plaquettes 250-251

Planche XV.

A. (57/2/3) Surface d'érosion au pied du Mte Galiñeiro
B. (61/12/4) Versants granitiques à l'Ouest du Mte Galiñeiro
C. (60/4/3) La rasa au pied du Mte Facho, entre le cap Silleiro et la Guardia 262-263

Planche XVI.

A. (62/4/7) Coupe dans les dépôts wurmiens de Mougas
B. (62/4/6) La rasa du Cap Silleiro 286-287

PLANCHE XVII.

A. (59/3/4) Rocher-champignon sculpté dans le granite de la Grova
B. (59/3/6) Alvéoles en nids d'abeille dans le granite de la Grova 292-293

PLANCHE XVIII.

A. (61/12/8) Cône torrentiel de Madorra-Tejera (quaternaire ancien)
B. (59/6/1) Taffoni de boule au Sud de Bueu (entre les rias de Pontevedra et de Vigo) 300-301

PLANCHE XIX. Granite de Caldas.

A. (61/10/8) Dalles parallèles aux versants sur le Mte Rabuñade
B. (60/4/4) Demi-orange résiduelle dans l'ouest du batholite de Caldas (environs de Villanueva de Arosa) 320-321

PLANCHE XX.

A. (63/7/3) Cône torrentiel de Noalla (partie basale)
B. (60/4/4) Sédimentation kaolinique associée au cône de Noalla 324-325

PLANCHE XXI. Rasa du Mte Louro.

A. (58/6/2+3) et B. (58/6/1). 342-343

PLANCHE XXII.

A. (62/9/1) Vallon périglaciaire dans le granite de Traba
B. (62/9/2) Coïdo de blocs de Camelle, et vue sur le relief en granite de Traba
C. (59/7/7) Coïdo de Cuño. Falaise dans des dépôts quaternaires continentaux 346-347

PLANCHE XXIII.

A. (59/8/7) Plage ancienne de la Pta Louridos, près de Mugia
B. (62/8/3) Grottes remplies de galets ouljiens à Cayon 346-347

PLANCHE XXIV.

A. (61/4/6+7) Emboîtement du palier miocène dans la surface fondamentale éogène à Lodeiro
B. (62/18/3) Inselberg d'éclogite (Alto de Foxo), cap Ortegal
C. (59/12/2+3) Plage de Villarube (ria de Cedeira) 394-395

PLANCHE XXV.

A. (61/3/3) Faille bordière de la Sierra del Buyo dans le Valle de Moucide
B. (61/2/8) Granite lapiazé dans le valle de Oro
C. (62/7/3) La rasa cantabrique en Galice 426-427

PLANCHE XXVI.

A. (62/3/5) Plage ancienne sur la rasa cantabrique à l'Ouest de Foz (niveau ouljien)
B. (63/5/2) Ravinement ou fente en coin, dans le dépôt périglaciaire de Burela
C. (63/4/7) Entaille d'un cône périglaciaire dans le Valle de Moucide, montrant la disposition litée de ses éléments 436-437

TABLE DES MATIÈRES

PAGES

Avant-Propos 7
Introduction 11

PREMIÈRE PARTIE

CONDITIONS GÉNÉRALES

CHAPITRE I. *Les données structurales* 17

I. *Les roches* 18

A. *Les roches anciennes de Galice occidentale* 18
1) Les ectinites du N et du NW 18
2) Le « complexe ancien », ou groupe de gneiss alcalins de l'Ouest 21
3) Les migmatites, anatexites et granites d'anatexie du groupe de Lage 22

B. *Les roches basiques intrusives* 23

C. *Les roches de métamorphisme régional profond* 24

D. *Les granites intrusifs post-tectoniques* 24

E. *Les roches primaires et les intrusions granitiques du NE* 25

II. *La tectonique ancienne* 28

A. *L'histoire préhercynienne* 29

B. *La phase hercynienne* 30

C. *La chronologie de la mise en place des roches* 32

D. *Le massif ancien jusqu'à l'ère tertiaire* 33

CHAPITRE II. *Le climat et les eaux* 38

I. *Le climat* 38

Remarques préliminaires 38

A. *Les traits généraux* 38
a) La présence de l'Atlantique 39
b) Le facteur orographique 40

B. *Les nuances climatiques actuelles* 45
a) Le secteur Nord 45
b) Les effets de la latitude en Galice occidentale 47

II. *Les eaux courantes* 49

A. *Les grands traits* de l'organisation du réseau hydrographique 50

B. *Les caractéristiques* de l'écoulement 51

PAGES

III. *L'Océan et les vents près des côtes* 58
A. *Houles et vents* dans les parages de la Galice du NW et de l'Ouest 58
B. *Houle et vents* dans le Golfe de Gascogne 61
C. *Les marées* et leurs courants 61

Deuxième Partie

LES UNITÉS MORPHOLOGIQUES DE LA GALICE DU NORD-OUEST

Chapitre I. *Les plateaux dominant, à l'E, les « rias centrales »* 69
A. *Les surfaces principales* 70
1) Leur extension Nord 70
2) Les plateaux de l'Ouest 74
3) L'extension méridionale de l'aplanissement jusqu'au Tambre 76
B. *Les Sierras* 77
C. *Les bassins tectoniques* et les dépôts de Roupar et de Puentes de Garcia Rodriguez 80
1) Le bassin de Roupar 80
2) Le bassin de Puentes de Garcia-Rodriguez 86
D. *Les problèmes d'ensemble* 93
1) Effets de la tectonique 93
2) Effets des processus climatiques 94
Résumé 96

Chapitre II. *Les marges des plateaux jusqu'aux abords des* « rias centrales » 99
I. *Le rebord des plateaux* 100
II. *Les limites externes du palier de 200-300 m* 103
— Cantallarana 105
— L'unité des paysages, les glacis 108
III. *Les collines des Mariñas* 110
a) Données favorables à la dissection 110
b) Les cônes de cailloutis quartzeux, et le façonnement des glacis 112
— en bordure de la ria de la Corogne 112
— sur le versant N de la vallée du rio Mero 117
Résumé 118

Troisième Partie

LES SURFACES ÉOGÈNES ET LEURS MARGES,
DES SIERRAS DE SERPE ET DE CAREON AU CAP FINISTERRE

Chapitre I. *Les aspects variés des niveaux d'érosion des sources du Tambre à Finisterre* .. 125
A. *Des Sierras aux environs d'Ordenes.* Le domaine schisteux 125
1) Les sierras et la naissance de l'aplanissement du côté de l'Ouest 125
2) Dans la zone des schistes d'Ordenes 128

PAGES

B. *La ligne de faîte* des sources du Mera à l'Allones supérieur, *lignites* de Meirama Francelos 133
Résumé 141

C. *Les hautes cuvettes de l'Ouest* 141
1) Les plateaux à l'Est de l'accident méridien 142
2) La « Cuenca de Jallas » 145
a) Les accidents bordiers 145
b) La « cuenca » elle-même 148

D. *Le secteur occidental,* ou les régions de Vimianzo-Mazaricos 152
1) Les éléments de niveaux d'érosion 152
2) L'échelle de résistance des roches à l'altération 155
Résumé 159

Chapitre II. *Les marges de l'avancée occidentale des plateaux, et les problèmes posés par réseau hydrographique* 161

A. *Aspects et problèmes de l'avant-pays septentrional* 161
1) Traits topographiques communs 162
— La disposition des réseaux hydrographiques 162
— L'évolution récente 167
2) Les pays granitiques (granite de la Corogne) 170

B. *Les pays du Tambre moyen et inférieur* 172

C. *Les marges Sud-occidentales* 177
— Dépression d'Outes 177
— Rive Nord de la ria de Noya 178
— La partie la plus occidentale; dépression de Carnota et saut du Jallas .. 179
Conclusion 184

Quatrième Partie

RÉDUCTION ET MORCELLEMENT DES PLATEAUX AU SUD DU BASSIN DU TAMBRE

Chapitre I. *Les données nouvelles* 189

A. *L'avancée des « sierras » vers l'Ouest* 189
— La disposition générale 189
— La diversité topographique des sierras principales 190

B. *Les relations entre les plateaux occidentaux et orientaux : le problème des grandes artères hydrographiques* 197
1) L'Ulla 197
2) Le cas du rio Miño 199
3) La durée du mouvement déformant 202

C. *Le grand accident méridien du Tambre au Miño* 206
1) La fracture méridienne, accident tectonique complexe 206
2) La dépression méridienne et son histoire morphologique 209
— Secteur Caldas-Cuntis et Valle de Moraña 213

PAGES

— Au SE de Santiago de Compostella 215
— Les profils transversaux du Sillon Nord-Sud 215
— Les problèmes de datation 216

CHAPITRE II. *Les nuances à l'Est de la dépression méridienne* 225

A. *Entre Tambre et Lerez : étagement, déformation et regradation des plateaux.* 225
1) Le point de départ de la surface supérieure éogène, et son extension dans chaque bassin 225
2) L'emboîtement des niveaux d'érosion ultérieurs 232
3) L'évolution post-pontienne 234

B. *L'influence des champs de fractures : Pays de Puente-Caldelas et horsts riverains du sillon méridien* 238
1) Le pays de Puente-Caldelas 239
2) Les horsts riverains du sillon méridien et leurs abords 243

C. *Le batholite de Porriño* 248
1) Un granite en creux 248
2) Les paysages 249
3) Le problème des boules 251
4) Le « déshabillage » des reliefs du granite de Porriño 253
Résumé 256

CHAPITRE III. *Les blocs isolés à l'Ouest du sillon méridien* 259

A. *Les pays entre le bas Miño et la ria de Vigo* 259
1) La Sierra de Galiñeiro 262
2) Les plateaux de la Grova et de Pinzas 263
3) Les pays de hautes collines aux abords de la ria de Vigo 266

B. *Les horsts basculés saillant entre les rias* 267
1) Entre les rias de Vigo et de Pontevedra 268
2) Le Monte Castrove au N de la ria de Pontevedra 269
3) Les « touches de piano » entre les rios Ulla et Tambre inférieurs 272

C. *La Sierra de Barbanza* 275
Résumé 277

CINQUIÈME PARTIE

LES RÉGIONS CÔTIÈRES ET LE LITTORAL DE GALICE OCCIDENTALE

CHAPITRE I. *Les rias bajas* 283

A. *La côte faillée du Sud* 283
1) L'origine de l'abrupt montagneux 283
2) La banquette littorale et le liseré côtier 286
3) L'estuaire du Miño 291
4) L'estran galicien 292

B. *La ria de Vigo* 293
1) Description des contours et contexte structural 294
2) Genèse et étapes du façonnement de la ria 297
3) La morphologie littorale actuelle 301

PAGES

C. *La ria de Pontevedra* 305
1) Les trois aspects de la ria et leurs rapports avec la structure 305
2) Genèse et histoire morphologique 308
3) Les traits des rivages actuels 313

D. *Les pays d'Arosa* 315
1) Le cadre 316
2) La ria et son environnement en amont de Carril - Cabo Cruz 316
3) Le « Valle de Salnes », paysages et problèmes 319
4) Le curieux comportement à l'érosion du granite de Caldas 321
5) Les dépôts corrélatifs du façonnement des glacis et des contours de la ria. 324
6) La côte actuelle 327

Chapitre II. *Le littoral, de Noya à la Corogne* 331

A. *La ria de Noya* 331
1) Contours et genèse 331
3) La sédimentation dans la ria, et les accumulations côtières 336

B. *Les côtes face au large, de part et d'autre de la ria de Noya* 338
1) Les côtes sableuses 338
2) Les côtes rocheuses 341
3) Les problèmes généraux 342

C. *La côte contraposée de Finisterre à la Corogne* 345
1) Structure et articulation des côtes 345
2) Les aspects de la côte 348
— Falaises 348
— Rivages ouljiens 349
— La régularisation actuelle 351

Conclusion 356

Chapitre III. *Les « rias centrales » et les côtes jusqu'à Frouxeira* 357

A. *Cadre et origine des rias* 357

B. *L'individualité des rias* 361
— La ria de la Corogne 361
— La ria de Betanzos 365
— La ria de Ares 370
— La ria du Ferrol 371

C. *Le secteur septentrional* 373
Résumé 376

Sixième Partie

LE LITTORAL NORD-GALICIEN ET SON ARRIÈRE-PAYS

Chapitre I. *De la pointe Frouxeira à Vivero; la Tierra de Ortigueira et son environnement.* 385

A. *Les unités morphologiques de l'intérieur du pays* 386
1) Entre les rios Landro et Baleo 386
2) Dans le bassin-versant de la ria de Ortigueira 388

PAGES

3) A l'Ouest du rio de Mera, et au N du rio Grande de Jubia 390
4) Le bloc montagneux entre les rias de Cedeira et d'Ortigueira 393
B. *Les côtes* 398
a) Les falaises 398
b) Les constructions sableuses 405

C. *Les rias et leur sédimentation* 409

CHAPITRE II. *La rasa cantabrique et son arrière-pays* 417

A. *Sierras et plateaux* 417
1) De la Sierra de Faladora et du Mte Caxado à la Sierra de Gistral 418
2) Entre le rio Grandal et le Valle de Oro 419
3) L'encadrement des « Valles » de Oro et de Lorenzana 423

B. *Quelques aspects structuraux de l'avant-pays* 425
1) Les pays granitiques de Vivero et Valle de Oro 426
2) Les formes structurales entre les rias de Foz et de Ribadeo 428

C. *La rasa asturienne dans son extension en Galice* 429
1) Description de la rasa en Galice et jusqu'à Luarca 430
2) Les hypothèses concernant la genèse de la rasa 432
3) Les problèmes de datation 435

D. *Terrasses fluviatiles et dépôts périglaciaires* 436

E. *Le trait de côte et les rias* 441
1) Les falaises et les plages ouvertes sur le large 441
2) Les rias 443
— Vivero 443
— Foz 445
— Ribadeo 447

SEPTIÈME PARTIE

LES CARACTÈRES MORPHOLOGIQUES GÉNÉRAUX DE LA GALICE ATLANTIQUE

CHAPITRE I. *L'évolution morphologique générale* 455

A. *L'élaboration des surfaces d'érosion fondamentales* 455
1) Les reliefs résiduels 456
2) La planation éogène 457

B. *Les profondes transformations du Néogène* 460
1) Les conditions climatiques 460
2) La tectonique néogène 464
3) La Galice à la fin du Tertiaire 469

C. *La morphologie continentale galicienne au Quaternaire* 470
1) Les ultimes manifestations tectoniques 471
2) Les climats et la morphogenèse au Quaternaire 474
a) Du Pliocène au Quaternaire 474
b) Le Quaternaire ancien et moyen 475

PAGES

— Le témoignage des cônes torrentiels 475
— L'enseignement des pollens 478
c) Le froid à partir du Riss 479
— Les doutes concernant le Riss 479
— Le périglaciaire wurmien et ses nuances 480
— L'Holocène 483

CHAPITRE II. *Traits généraux des principales formes de relief galiciennes* 489

A. *Les paysages continentaux* 489
1) Les types de paysages 490
2) Les traits d'érosion différentielle 492
a) Les formes de relief propres à quelques familles de roches 492
— Le modelé schisteux 492
— Dans les corps basiques 494
— Dans les gneiss migmatitiques et granites gneissiques 494
— Le granite non orienté syntectonique 495
— Le modelé des roches granitiques intrusives 496
— Granodiorites et gneiss à éléments basiques 497
b) Essais de présentation et de discussion de l'échelle de résistance des roches 498
— La composition chimique 500
— La composition minéralogique 500
— Fissuration, porosité, diaclases 501
3) Quelques formes de détail liées aux roches granitiques 502
a) Les boules 502
b) Les taffoni 504
c) Vasques et pseudolapiés 505

B. *Les aspects des rivages* 506
1) Les traits dérivés des données structurales 507
a) Les tracés structuraux 507
b) Roches et aspects de détail 508
— Forme des falaises 509
— Microformes 512
2) Les rias « sensu stricto » et « sensu lato » 513
3) Le rivage actuel : des formes littorales anciennes et récentes 515
a) Des éléments de rivages pré-tyrrhéniens ? 516
b) Le littoral au Tyrrhénien I 516
c) Les côtes au Quaternaire récent 517
d) La régularisation embryonnaire actuelle 518

CONCLUSION 523

Bibliographie 525

Index des noms de lieux 555

Table des figures dans le texte 573

Liste des tableaux dans le texte 577

Table des figures hors-texte 579

Table des photographies 581

IMPRIMERIE LOUIS-JEAN - GAP
Dépôt légal N° 71 - 1966

Vu, le 7 juillet 1965,
Le Doyen de la Faculté des Lettres
et Sciences Humaines
de l'Université de Paris
Marcel DURRY

Vu, et permis d'imprimer,
Le Recteur
de l'Académie de Paris
Jean ROCHE

Planche Hors-Texte n°4

Carte des unités morphologiques situées dans l'environnement de la Ria de Noya et du Tambre inférieur

LEGENDE , voir Planche Hors-Texte n°1

N

0 5 Km

M. del PINDO
La Moa
Alto de Adroño
R. de Adro Ro
R. de Jallas
BANZAS
BUISTRE
Barbazan
Brañas de Landeira
BERTAMIRANS
ORTONO
SISALDE
La Estivada
LUCIL
Maledo
OUTES
Mtes San Juan
R. Tambre
R. de Doñas
R. Arines
Pico Sacro
Llanos de la Sierra
Bixadoiro
Medoña
CARNOTA
Castoira
Montes de Oleron
AREAL
BASENAS
TEO
P. de Agrela
Pando
Tremouzo
R. Mayor
R. Cernadas
La Forcada
R. Justo
Mte Fraga
R. Soñora
NOYA
MANDRA
SALGUEIROS
ESCLAVITUD
Piquino
E. de BORNALLE
ESTEIRO
LOUSAME
M. Lapido
PUENTEAVEA
VILAR
R. Ulla
MUROS
Meda
ROIS
R. de Rois
Muralla
Meismadela
LAMAS
VALINAS
Mte de Siroña
Caldebarcas
PINEIRO
SINDE
M. de Pedregal
Pta Lens
PADRON
QUINTAS
San Mamed
Mte Louro
M. de la Genela
Lomba de Pozas
DEVESA
Morouzas
PUENTECESURES
M. Troite
Castelo
R. Belousa
R. Conburco
EL SON
TEAYO
R. de Dorsia
R. Ulla
M de la Salgueira
M. Rosada
R. de Pousada
VALLE DE
LA ESTRADA
M. Enja
Outeiro Chestoso
OURILLE
Carboeiro
A. de la Espiñeira
Alto de la Cruz
TABEIROS
SIERRA
R. Tè
R. Louro
Gesteiras
P. Rubia
Campo
Reposo
Grayal
R. Barbanza
R. Carnoño
O. da Corvo
R. Gallo
O. da Lage
Ch. de Quenlla
Ch. do Curro
CUNTIS
CARRACEDO
DE BARBANZA
CESAR
M. Cabalar
FIANS
R. Umia
Los Porcados
E. de la Merced
M. Xiabre
Castro Sevil
I. Cortegada
CARRIL
CALDAS de REYES
Pte BRIONES
CEQUIRIL
C. CRUZ
VILLAGARCIA
ALDEA
Poza Pinilla
Ch. de Salgueiron
R. quireza
C. CORRUBEDO
RIBEIRA
I. Arosa
VILLANUEVA
SAYANS
REBON
VALLE DE MORANA
CAMPO
FONTANES
SERRAPIO
FRAGAS
PEDRE
Acibal
SAGOS
R. Lerez